L. inw. 587 m, 301

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

Revue polonaise de Géographie

ORGAN POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOGRAFICZNEGO.
REDAKTOR

ORGANE DE LA SOCIÉTÉ POLONAISE DE GÉOGRAPHIE
SOUS LA DIRECTION DE

STANISŁAW LENCEWICZ

TOM XIV. ZESZ. 1—2.

TREŚĆ:

Str.

B. Świderski. Zarys morfologji polskich Karpat fliszowych - - - - - - - - 34
W. Gorczyński. O podziałach klimatycznych Europy - - - - - - - - - - 41
T. Zubrzycki. Hydrologiczny régime polskiego Polesia - - - - - - - - - 99
E. Stenz. Pomiary magnetyczne w górach Świętokrzyskich - - - - - - - - - 124
J. Smoleński. Geopolityczne barjery nadmorskie - - - - - - - - - - - - 133

SOMMAIRE:

Pages

B. Świderski. Aperçu sur la morphologie des Karpates du Flysch - - - - - i
W. Gorczyński. Sur les divisions climatiques de l'Europe - - - - - - - - 83
T. Zubrzycki. Le régime hydrologique de Poléssie polonaise - - - - - - - - 119
E. Stenz. Observations magnétiques dans les montagnes de Ste Croix - - - - 132
J. Smoleński. Geopolitische Küsten-Barrieren - - - - - - - - - - - - - 146

KOŁO GEOGRAFÓW U. J. P.
L. inw. 307

WARSZAWA
Z ZASIŁKU FUNDUSZU KULTURY NARODOWEJ
SKŁAD GŁÓWNY W KASIE IM. MIANOWSKIEGO
1934

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

Vol. I. 1918—19, p. 332+IV, 40 fig. . . . . Prix 10 zł.

L. Sawicki: Travail géographique en Pologne. — *Wł. Gorczyński:* Sur quelques traits du climat de la Pologne. — *J. Smoleński:* Über die Morphologie des Tiefseebodens. — *J. Rostafiński:* Pflanzengeographie und Sprachwissenschaft. — *S. Udziela:* Ethnographische Gliederung und Grenzen der polnischen Góralen. — *Bł. Slawomirski:* Die unentbehrlichsten Anschauungsmittel des geographischen Unterrichtes. — *St. Pawłowski:* Contribution à l'histoire des observations météorologiques en Pologne. — *St. Lencewicz:* Nouvelles moraines frontales en Pologne. — *B. Olszewicz:* Le roi Jean Sobieski, géographe — amateur. — *Wł. Szafer:* The geographical distribution of grasses in Poland. — *B. Richter:* Notes on the ancient geography of China. — *Wł. Poliński:* Distribution géographique des Helicidés en Pologne. — *J. Smoleński:* Sur les relations entre la distribution des anomalies de la pesanteur et la structure de l'écorce terrestre. — *J. Jakubowski:* A propos de la carte de Lithuanie de 1613. — *L. Sawicki:* Sur les phénomènes karstiques dans le gypse du plateau de la Petite Pologne. — *St. Pawłowski:* Géographie humaine. — Chronique.

Vol. II. 1920—21, p. 200+IV, 23 fig. . . . . Prix 4·50 zł.

Ed. Kriechbaum: Études morphologiques dans le loess du departement de Chełm. — *St. Lencewicz:* Les dunes continentales de la Pologne. — *J. Smoleński:* Sur l'accroissement adiabathique de la temperature dans l'océan. — *Wł. Gumplowicz:* Deserts and steppes as a zoogeographical environment. — *M. Mrazkówna:* The distribution of the population in the Duchy of Cracov. — *St. Niemcówna:* Some details of W. Pol's geographical work. — *St. Kalinowski:* Sur l'anomalie magnétique en Pologne. — *Wł. Kubijowicz:* Géographie humaine des Gorganes. — *A. Gadomski:* Sur un nouvel type de lacs glaciairs. — *Z. Hołubianka:* La transhumance dans les Tatra. — Chronique.

Vol. III. 1922, p. 192+IV, 6 fig. . . . . Prix 4·50 zł.

St. Lencewicz: Congrès géologique international, XIII-ème session. — *B. Świderski:* Sur la genèse des vallées des Monts Tatra. — *Wł. Semkowicz:* Problème du climat des temps historiques. — *K. Jankowski:* Application de la géodesie et de la cartographie pour le choix de la projection d'une carte. — *J. Kaczorowska:* Genèse des continents d'après l'hypothèse de Wegener. — *H. Marszewska:* Développement territorial de la ville de Varsovie. — *St. Lencewicz:* A propos de la collaboration polonaise à la carte du monde au millionième. — *Wł. Massalski:* La perspective mondiale de la production du coton. — *H. Popławska:* Concours des polonais en explorations du lac de Baïcal. — La Roumanie, pays de l'Europe centrale. — Chronique

Vol. IV. 1923, p. 258+IV, 26 fig. . . . . Prix 6 zł.

Wł. Gorczyński: Mission scientifique polonaise au Siam. — *K. Jankowski:* Contribution à la théorie des aurores polaires. — *St. Pawłowski:* Modifications apportées par l'homme à la surface terrestre. — *M. Ptaszycki:* Esquisse botanique et pédologique des confins septentrionaux de la Dahurie de Selenga. — *St. Lencewicz:* Sur le présumé lac de barrage glaciaire de Toruń. — *M. Chelińska:* Contributions à l'orométrie du plateau de Kielce—Sandomierz. — *M. Chelińska et B. Zaborski:* Dépôts glaciaires des environs de Latowicz. — *O. Holstein:* The West coast of South America. — *J. Czekanowski:* Résultats des explorations en Afrique Centrale. — *J. Trzemeski:* Expédition polaire sur l'„Eclipse". — *F. Rostkowski:* Expédition polaire du capitaine Wilkicki de Władywostok à Arkhangel. — *St. Pawłowski:* Sur la terminologie polonaise des côtes marins. — *K. Gąsiorowski:* Sur les concrétions du grès quaternaire à Mechowo. — Remarques sur l'état actuel de la géographie en Russie. — *J. Lewiński:* Compte-Rendu de la réunion consacrée aux problèmes de l'époque glaciaire en Pologne. — Compte-Rendu l'Inst. Géogr. l'Univ. de Lwów. — Compte-Rendu l'Inst. Géogr. l'Univ. de Varsovie. — Chronique.

Vol. V. 1925, p. 165+IV, 13 fig. . . . . Prix 6 zł.

St. Lencewicz: Recherches limnologiques en Pologne. — *J. Zwierzycki:* La Nouvelle Guinée et ses habitants. — *St. Pawłowski:* Passage des sables par le désert Libyque oriental. — *A. Piwowar:* Les découvertes à la Nouvelle Zemble. — *St. Pawłowski:* Sur la terminologie limnologique polonaise. — *B. Zaborski:* Congrès des géographes et ethnographes slaves. — *St. Lencewicz:* Congrès international de géographie. Le Caire. — Chronique. — Bibliographie.

http://rcin.org.pl

Nr. 2

KOŁO GEOGRAFÓW S.U.J.P.
L. inw. 587a

BOHDAN ŚWIDERSKI

Aperçu sur la morphologie des Karpates du Flysch

(Zarys morfologji polskich Karpat fliszowych).

Introduction.
I. L'évolution du milieu tectonique des Karpates.
II. Faîte structural et faîte topographique.
III. Évolution tectonique et hydrographique de l'avant-pays des Karpates du flysch.
IV. Développement du réseau hydrographique des Karpates du flysch.
V. Influences tectoniques et pétrographiques sur le modelé des Karpates du flysch.
VI. Conclusions.

Le faîte topographique des Karpates étant le résultat d'actions continues, les unes constructives — tectoniques, les autres déstructives — érosives et dénudatives, la compréhension de leur effet morphologique actuel nécessite l'analyse des rapports réciproques de ces agents sur la base de l'évolution géologique de la chaîne. L'agissement de ces forces en sens inverse rend l'analyse d'autant plus difficile, qu'il nous manque souvent des preuves relatant les stades consécutifs du développement de l'orogenèse des Karpates et de leur morphologie.

L'évolution tectonique de l'orogène karpatique date de temps très anciens. Elle n'est compréhensible qu'en vue d'une longue histoire antérieure, au moins paléozoïque, non seulement de la chaîne des Karpates elle-même, mais encore du milieu tectonique de l'orogène, dans les larges limites de l'avant et de l'arrière-pays. L'amorcement de l'érosion et de la dénudation des Karpates ne constitue, par contre, qu'une étape relativement récente, contemporaine à la première émersion de la carapace structurale des nappes du flysch. Le sens des actions destructives est réglé, par conséquent, par la configuration de cette carapace, en train d'émerger des mers

http://rcin.org.pl

oligocènes et miocènes — résultat pour ainsi dire polygénique de l'évolution tectonique antérieure, ainsi que par les changements postérieurs de la surface structurale, enfin, par l'évolution tectonique et paléogéographique de l'avant-pays — débiteur des fleuves karpatiques — contemporaine à la surrexion de la chaîne et génétiquement liée à l'orogène des Karpates.

I. L'évolution du milieu tectonique des Karpates.

L'analyse tectonique de l'arc des Karpates occidentales nous a conduits (1) à la conception que l'orogenèse tertiaire des Karpates du flysch a provoqué l'avancement de l'arrière-pays de cette chaîne sur le substratum profond des Karpates du flysch, le décollement de sa couverture sédimentaire et son chevauchement en forme de grandes nappes de recouvrement, poussées vers le N et le NE les unes sur les autres et sur l'avant-pays. Le caractère de ces évenements est compliqué par l'évolution antérieure de l'arrière-pays des Karpates du flysch, à constitution hétérogène: plateforme panonienne anciennement consolidée et agrandie consécutivement par les blocs centraux des Karpates occidentales et orientales, à intense évolution tectonique mésozoïque. L'orogenèse tertiaire a modifié en même temps la structure de l'arrière-pays, grâce à la formation de plis de fond du type des Tatry, et à l'exhaussement général du bloc des Karpates occidentales, ainsi que de l'avant-pays, par suite de la formation d'un large synclinal périkarpatique bordier, jalonné d'une unité externe: un pli de fond à dimensions considérables et à constitution hétéorogène, dit l'anticlinorium métakarpatique.

En effaçant en pensée les effets de l'orogenèse tertiaire, nous aurions donc, du N au S: l'avant-pays des Karpates du flysch, constitué par les éléments hétérogènes de l'anticlinorium métakarpatique et leurs prolongements vers le SE, aujourd'hui enfouis sous les dépôts miocènes du synclinal bordier et sous les nappes du flysch, la zone originelle de la formation des sédiments diastrophiques du flysch, au détriment des anciennes chaînes prékarpatiques, enfin, plus au S encore — les blocs centraux des Karpates, déplacés d'au moins 100 klm. dans le sens méridional, dans leur position primitive à la fin du mésozoïque.

Le caractère tectonique de ce tronçon de l'écorce terrestre, aux temps anté-tertiaires, nous est relevé par la structure interne de

http://rcin.org.pl

l'anticlinorium métakarpatique, ainsi que par la reconstitution paléogéographique et tectonique de la zone de sédimentation originelle du flysch, magistralement tracée par J. Nowak, dans ses cartes paléogéographiques (2), grâce à la minutieuse analyse des éléments diastrophiques du flysch.

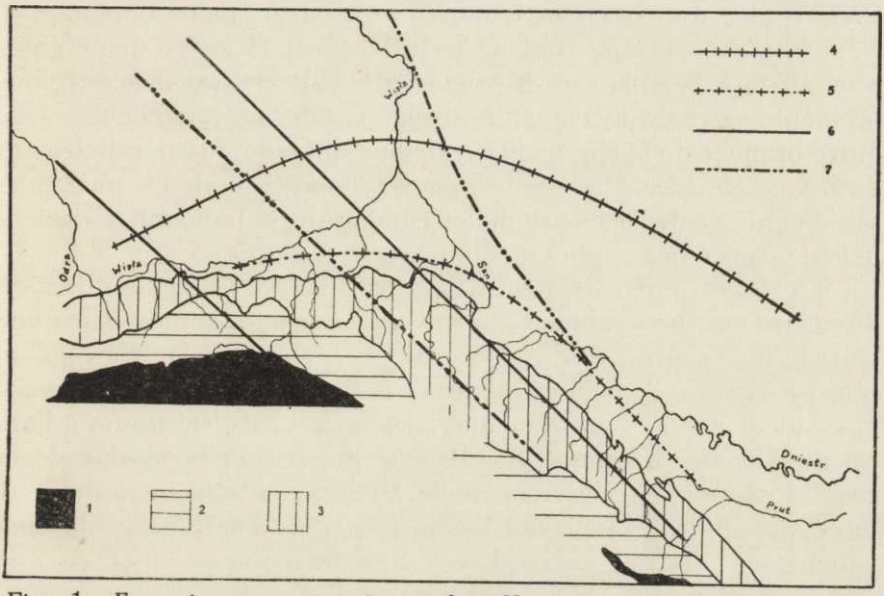

Fig. 1. Esquisse tectonique des Karpates polonaises du flysch et de leur avant-pays.

1. Bloc central des Karpates occidentales.
2. Groupe des nappes internes du flysch (nappe de Magura, nappe de Czarnohora, nappe de Pietros).
3. Groupe des nappes moyennes et bordières du flysch.
4. Anticlinorium métakarpatique.
5. Synclinorium périkarpatique.
6. Anticlinoriums de Silésie-Cracovie et de Ste Croix.
7. Synclinoriums de la Nida et de Gdańsk—Lublin—Niżniów.

Le trait dominant a été alors l'existence de la chaîne des Prékarpates hercyniennes, à direction NW-SE et WNW-ESE, dont les restes se sont conservés dans les dépôts diastrophiques du flysch crétacé-tertiaire. L'évolution tectonique des Prêkarpates du flysch et de leur avant-pays au mésozoïque a été encore dominée par des plissements, dont les effets conservent la direction NW-SE. Leurs restes sont aujourd'hui visibles à la surface sous la forme de gros plis de fond, à savoir: l'anticlinorium de Silésie-Cracovie, le synclinorium de la Nida, l'anticlinorium des montagnes de Ste Croix,

http://rcin.org.pl

le synclinorium oriental de Gdańsk—Lublin—Niżniów et l'anticlinorium de la Podolie. Le prolongement SE des trois premières unités a disparu en profondeur sous le synclinorium périkarpatique et sous les nappes bordières des Karpates du flysch, (3).

Simultanément aux plissements de direction NW-SE dans les Prékarpates du flysch et leur avant-pays, au paléozoïque supérieur et au mésozoïque, une autre prédisposition tectonique régnait plus au S, à l'emplacement originel du bloc central des Karpates occidentales et de la marge N de la plateforme panonienne. Une autre branche de la chaîne hercynienne, dirigée E-W, parallèlement aux Karpates occidentales contemporaines, évoluait en une puissante chaîne entre les deux môles moldanube et panonnien, anciennement consolidés et plus résistants.

L'effet du rétrécissement de l'écorce terrestre dans la direction du méridien, prédominant au crétacé moyen-sénonien-paléocène dans le bloc central des Karpates occidentales, devient de plus en plus prononcé à l'époque tertiaire et se déplace vers le N. L'avance de ce bloc vers le N imprime alors des traits caractéristiques à l'arc occidental des Karpates du flysch, grâce à la formation de la grande nappe de recouvrement de Magura. Le charriage de cette unité provoque de son coté l'exagération de l'amplitude de chevauchement des nappes bordières sur leur avant-pays.

Ainsi a eu lieu, lors des événements tertiaires de l'orogenèse la superposition et l'entrecroisement des unités tectoniques méridionales, à direction E-W, avec les éléments orogéniques du substratum prékarpatique de la zone sédimentaire du flysch et de son avant-pays, caractérisés par les directions NW-SE. La direction générale E-W et les influences profondes des grandes unités de l'avant-pays, dirigées NW-SE, constituent les traits dominants de ce secteur des Karpates.

Dans les Karpates orientales, par contre, l'accord des effets tertiaires de l'orogenèse avec les anciennes directions mésozoïques de l'avant-pays et du substratum des nappes du flysch est parfait et définit l'orientation générale NW-SE de ce segment de la chaîne.

http://rcin.org.pl

Si tout le caractère paléogéographique et pétrographique de la sédimetation du flysch karpatique est lié génétiquement avec l'existence et le développement des éléments tectoniques anticlinoriaux et synclinoriaux, dirigés NW-SE, comme le prouve la distribution des débris macroclastiques épianticlinaux dans ce flysch (4), de même les étapes terminales de cette sédimentation et son extinction sont réglées par ces traits tectoniques dominants. Ainsi devient compréhensible, à condition de replacer les nappes du flysch dans leurs zones originelles de sédimentation, l'exondation primaire des masses du flysch en voie de surplissement le long des éléments anticlinoriaux du substratum dès l'oligocène, avec la continuation plus ou moins ininterrompue des dépôts oligocène-miocènes inférieurs au large du prolongement SE du synclinorium de la Nida. Cette dernière série du flysch, la plus complète, n'est conservée aujourd'hui que dans les unités tectoniques bordières des Karpates orientales, les plus inférieures dans la suite des nappes surplissées.

Bien que la mise en place définitive des nappes du flysch ait profondement modifiée les rapports réciproques des éléments tectoniques des Karpates, la prédominance des traits profonds à direction NW-SE persiste dans l'évolution géologique de la chaîne. On l'observe dans la pénétration, à l'intérieur de l'arc, de la mer du tortonien sur le prolongement SE du synclinorium de la Nida, signalée par la présence de ses dépôts dans le triangle entre les villes de Bochnia, de Nowy Sącz et de Rzeszów, dans les Karpates polonaises centrales.

II. Faîte structural et faîte topographique des Karpates du flysch.

L'influence des plis de fond, à direction NW-SE, est non moins évidente dans la constitution du faîte structural et du faîte topographique contemporains des Karpates du flysch. Dans leur tronçon occidental, oblique par rapport à ces plis de fond, l'exhaussement relatif de l'arc des Karpates sur le prolongement de l'anticlinorium de Silésie-Cracovie se laisse observer grâce à l'affleurement à la surface des niveaux plus anciens de la série stratigraphique plissée de la nappe de Magura et des nappes bordières, malgré l'altitude moyenne plus haute de ce

http://rcin.org.pl

segment de la chaîne. Les formations crétacées occupent par conséquent des surfaces plus grandes vers l'W des Karpates occidentales polonaisses.

Par contre, sur le parcours du synclinorium de la Nida, dans les Karpates centrales polonaises, l'inflexion de la surface structurale se manifeste parallèlement à une dépression du faîte topographique.

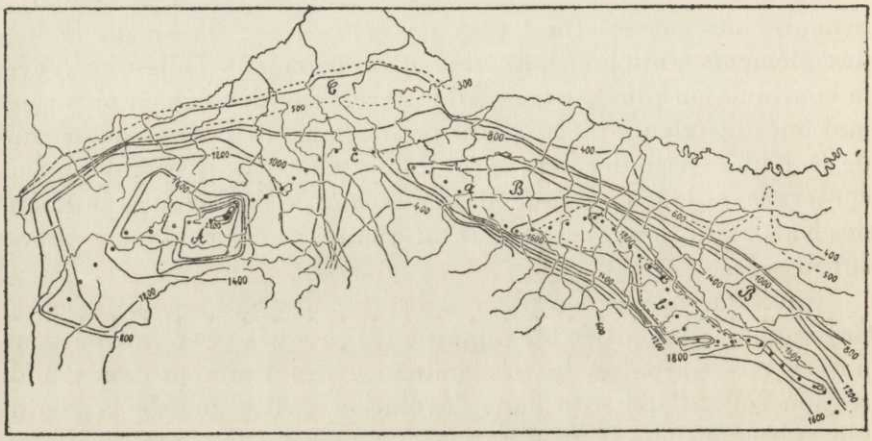

Fig. 2. Surface des cimes des Karpates (d'après H. Teisseyre).

Les lignes continues représentent les isohypses de 200 m.

Les lignes interrompues représentent les isohypses de 100 m.

A. Dôme des Karpates occidentales sur le prolongement de l'anticlinorium de Silésie-Cracovie.

BB. Bombement des Karpates orientales sur le prolongement de l'anticlinorium de Ste Croix, (la dépression centrale des Karpates orientales, située sur le prolongement du synclinorium de la Nida, n'apparait pas à l'échelle de ce dessein).

Cc. Ensellement du faîte structural et du faîte topographique des Karpates centrales sur le prolongement du synclinorium de la Nida.

Une influence analogue de la tectonique profonde du substratum sur la disposition des masses charriées superficielles semble exister dans les Karpates orientales. Une zone bordière de plis serrés du flysch est caractérisée par l'affleurement à la surface de longues bandes du crétacé supérieur des noyaux des plis, parallèlement à l'élévation morphologique des crêtes marginales, sur le prolongement SE de l'anticlinorium de Ste Croix.

http://rcin.org.pl

De même, la continuation profonde du synclinorium de la Nida, vers le SE, se relève dans l'existence d'une zone à moindres altitudes, constituée à la surface par l'oligocène fortement plissé, dans la partie médiane des Karpates orientales du flysch.

A coté des plis de fond de l'avant-pays et du substratum profond des Karpates du flysch, d'autres éléments tectoniques, longitudinaux par rapport à la chaîne, jouent un rôle prépondérant dans la constitution de leurs faîtes structural et topographique. En étudiant les segments de l'arc des Karpates du flysch, particulièrement compliqués quant à leur structure tectonique, et constitués par plusieurs nappes de recouvrement, secondairement replissées et embriquées les unes sur les autres vers le N, et vers le NE, nous observons un exhaussement du faîte structural, relativement de plus en plus fort dans les unités tectoniques superposées. Une pareille discontinuité du même faîte caractérise la partie frontale de ces nappes, chevauchées sur l'avant-pays, par rapport à la surface structurale de ce dernier.

L'exemple le plus frappant à ce point de vue est constitué par les Karpates polonaises sud-orientales (Karpates de Pokucie), (5). Chacune des unités tectoniques (nappes du groupe bordier, nappe moyenne de Skole, nappes de Czarnohora et de Pietros) possède les altitudes caractèristiques de leur surface structurale, de plus en plus élevées vers l'intérieur de la chaîne. Nous observons un phénomène analogue, à une échelle plus considérable encore, grâce à la superposition de la grande nappe de Magura sur les unités inférieures, dans le segment occidental des Karpates du flysch. Ces traits structuraux n'ont pas été effacés par les longs procès de la dénudation et de l'érosion des Karpates, et leur faîte topographique reflète, quoique à un degrè atténué, la disposition primitive de la surface structurale des nappes, après leur mise en place définitive.

Les nombreuses ondulations transversales de l'axe tectonique des Karpates du flysch constituent les derniers éléments importants de leur faîte structural. Leurs effets ont été en grande partie conservés dans le faîte topographique de la chaîne (6). Il importe de savoir si ces élévations et dépressions transversales de l'arc karpatique reflètent les traits primordiaux, antérieurs à la mise en place des nappes du flysch, et à quel dégrè l'évolution tectonique postérieure les a modifiés. Il nous semble certain que la plupart de ces

http://rcin.org.pl

accidents transversaux ont joué au moins lors du charriage des unités tectoniques du flysch, comme j'ai taché de le démontrer dans une étude sur les Karpates orientales (7), publiée antérieurement. Le plissement plus intense des masses du flysch, ainsi que leur déversement vers l'exterieur en forme de faisceaux arqués de plis en constituraient la preuve. De ces faits ont résulté des complications dans la configuration du faîte structural. Grâce à un plissement plus fort des masses du flysch charriées sur les dépressions transversales, la surface structurale présentait une inversion tectonique, de sorte qu'à une dépression du substratum des nappes pouvait correspondre une élévation de l'axe des plis et, par suite, un bombement anormal du faîte structural. Ce cas apparaît, par exemple, sur la dépression transversale située entre la vallée de Łuczka et celle de Bystrzyca dans les Karpates orientales polonaises. La grande dépression transversale de Przemyśl, située sur l'incurvation de l'arc des Karpates possède un autre caractère. Les cas se complique ici, soit par suite d'une inflexion de l'axe des plis, postérieure à la mise en place des nappes du flysch, soit que la dépression transversale du substratum ait été lors du charriage à tel point profonde, que malgré le plissement plus intense et l'inversion tectonique, le faîte structural a resté inférieur par rapport aux autres segments des Karpates. En conséquence le faîte topographique de ce tronçon de l'arc présente le même caractère déprimé. Outre les ondulations de l'axe tectonique des Karpates attachées aux accidents du substratum profond de la chaîne, semblent exister des élévations et des dépressions transversales dont la genèse s'explique par la constitution pétrographique des masses du flysch, ainsi que par leur mécanisme de plissement. Des exemples de ce genre ont été dernièrement relevés dans les Karpates centrales polonaises, aux environs des villes de Krosno et de Jasło, (8).

Si le caractère de l'avant-pays et du substratum profond des nappes du flysch, avec leurs éléments anticlinoriaux et synclinoriaux à direction NW-SE, en second lieu les accidents transversaux dirigés N-S, ou NE-SW, de l'axe tectonique, enfin les conditions tectoniques de la mise en place des chevauchements des Karpates ont constitué les traits fondamentaux de l'orogenèse karpatique, un autre phénomène d'une importance capitale a influencé postérieurement le développement du faîte structural de la chaîne.

Le plissement des masses du flysch, leur exondation dès l'oligocène, ainsi que la mise en place des nappes après la sédimentation de la formation salifère, qui apparait dans le toit de la série du

http://rcin.org.pl

flysch des Karpates orientales, ont été suivis par une gradation et une érosion intense. Celles-ci ont devancé la transgression du tortonien, qui s'est déposé, sur le prolongement SE du synclinorium de la Nida, à l'intérieur de l'arc des Karpates, aussi bien sur les hauteurs que dans les fonds des vallées, antérieurement entaillées dans l'édifice structural des nappes du flysch. Par contre, le long de la marge bordière des Karpates orientales la mer tortonienne n'a recouvert de ces dépôts que l'avant-pays de la chaîne, laissant cette dernière à sec. Les rivières des Karpates orientales ont déposé quelque cônes de déjection et des deltas dans la mer du tortonien supérieur, au pied du bord orographique de la chaîne (conglomérats de Pistyń et de Radycz, (9).

Ce contraste dans les altitudes relatives du faîte des Karpates orientales et des Karpates centrales au tortonien s'est encore accentué postérieurement. Tandis que dans les Karpates occidentales l'érosion post-tortonienne n'a pas atteint, au-moins localement, les thalwegs formés antérieurement (p. ex. la vallée de Dunajec, dans la contrée de Nowy Sącz) et par suite ont été conservées les formes érosives anté-tortoniennes des vallées, dans les Karpates orientales, par contre, toute trace de thalwegs anté-tortoniens et tortoniens a disparu. Les dépôts tortoniens, plissés immédiatement en avant du bord orographique des Karpates orientales et plus ou moins horizontaux dans la partie NE du synclinorium périkarpatique, ont été eux mêmes nivelés depuis les hauteurs dépassant de 140 m. les thalwegs des vallées contemporaines.

Il est par suite manifeste que les Karpates orientales ont subi aux temps post-tortoniens un plissement et un exhaussement intense, sans doute synchronique à l'évolution tectonique des Karpates méridionales roumaines, au pliocène supérieur et au quaternaire. Les hauteurs relatives des terrasses, de plus en plus élevées vers le SE de l'arc karpatique, ainsi que l'affleurement du pliocène à l'altitude de 1000—1200 m. dans les Karpates moldaves, (10), démontrent l'augmentation de l'amplitude des événements pliocènes et quaternaires de l'orogenèse dans cette direction.

Les Karpates occidentales et centrales, par contre, ont conservé en ses grandes lignes leur relief anté-tortonien supérieur, malgré le plissement qu'ont subi les dépôts du miocène. Leur faîte structural ne semble avoir été atteint plus fortement dans son altitude par les mouvements post-tortoniens de l'orogenèse des Karpates.

Cette différentiation dans l'évolution

http://rcin.org.pl

post-tortonienne du faîte structural et topographique des deux tronçons des Karpates polonaises du flysch accentue encore leur contraste quant à l'orientation des deux segments de la chaîne, l'un oblique par rapport aux plis de fond de l'avant-pays et du substratum profond prékarpatique, l'autre parallèle et superposé à ces traits fondamentaux du milieu tectonique de l'orogène.

III. Évolution tectonique et hydrographique de l'avant-pays des Karpates polonaises du flysch.

Comme l'a démontré J. Nowak (11), le développement de l'orogenèse des Karpates a eu dès le crétacé inférieur une forte répercussion sur l'avant-pays de cette chaîne, par suite de la formation de larges plis de fond, à structure hétérogène, et orientés parallèlement à l'arc des Karpates: le synclinorium bordier nord, l'anticlinorium métakarpatique, constitué par des tronçons des éléments tectoniques formés antérieurement, de direction NW-SE, enfin la grande auge périphérique — le sillon de l'Europe septentrionale.

L'anticlinorium médian est resté exondé au crétacé inférieur, partiellement au crétacé moyen et supérieur, et a été mis à sec au paléogène et au miocène inférieur. Les deux aires synclinoriales, par contre, ont été caractérisées par une sédimentation plus continue au crétacé, au paléocène, à l'éocène et à l'oligocène inférieur.

Les changements tectoniques subis par l'avants-pays des Karpates aux temps miocènes et post-miocènes ont eu une grande influence sur le développement du réseau hydrographique karpatique. La persistance des mers miocènes dans la zone méridionale de l'avant-pays des Karpates, quoique interrompue à plusieur reprises (à l'helvetien, au tortonien, au sarmatien), a été accompagnée d'une exondation générale de la partie N de la Pologne. Par conséquent, les mers miocènes du synclinorium périkarpatique ont formé le bassin de réception des fleuves, non seulement karpatiques, mais encore de celles provenant des régions exondées de la partie N de l'avant-pays, à écoulement des eaux vers le S.

Le niveau de base principal des fleuves karpatiques, constitué par les mers helvétienne et tortonienne, n'a commencé de subir des

http://rcin.org.pl

changements importants que dès le début du sarmatien, par suite de la régression des eaux miocènes vers le N et vers l'E.

Dès la recrudescence du plissement des Karpates du flysch, à la fin du tortonien, signalé par l'arrivée des éléments macroclastiques dans les sédiments pré-sarmatiens, l'avant-pays tortonien immédiat, dans les limites du synclinorium bordier nord, a été plus ou moins fortement plissé et exondé. A cette époque les rapports du synclinorium périkarpatique et de l'anticlinorium métakarpatique étaient différents, quant à leurs altitudes relatives, en comparaison avec l'état actuel. Par suite, la mer sarmatienne, disparue de la zone synclinale tortonienne plissée, pouvait transgresser vers le N et le NE sur l'anticlinorium septentrional, abaissé au-dessous du O. Le niveau de base s'est éloigné ainsi par rapport aux Karpates.

La disparition définitive de la mer dès le sarmatien supérieur, grâce à la montée genérale à l'échelle continentale de toute l'étendue du tronçon de l'Europe centrale qui a été le sujet de l'orogenèse karpatique, a eu pour suite le renversement de la direction d'écoulement des eaux du sillon de l'Europe septentrionale vers le N, dans l'océan atlantique, (12). Le niveau de base de ces fleuves, enrichis des rivières karpatiques, a continué aux temps post-miocènes de reculer et de s'abaisser par rapport aux Karpates. Parallèlement à ces phénomènes a eu lieu l'installation et le creusement de la vallée de la Vistule.

Le développement du réseau hydrographique de la Vistule se complique au pliocène par l'évolution orogénique de l'avant-pays, en accord avec les traits tectoniques précurseurs. Surtout l'exhaussement de l'anticlinorium métakarpatique par rapport aux zones synclinales environantes, sans doute contemporain des plissements des Karpates au pliocène supérieur, constituait une barre à travers la direction d'écoulement de la Vistule vers le N. Ses eaux ont du creuser une vallée antécédente. Par suite, s'est accentué le caractère local du niveau de base des confluents karpatiques de la Vistule, formé par la zone synclinale périkarpatique, qui a dû s'infléchir contemporainement à l'exhaussement de l'anticlinorium métakarpatique.

Le creusement de la vallée de Vistule à travers l'anticlinorium métakarpatique au pliocène et au début du pléistocène jusqu'à son niveau actuel, ou à peu près, a dû être terminé avant la grande glaciation de la Pologne (avant le Cracovien), comme le prouvent

http://rcin.org.pl

les dépôts morainiques, trouvés par J. Samsonowicz au fond de la vallée de la Vistule, en aval de Sandomierz, (13).

Les glaciation pleistocènes de l'Europe centrale ont modifié à plusieurs reprises le réseau hydrographique de la Vistule, grâce aux fortes accumulations morainiques et fluvio-glaciaires. Les remplissages des anciens thalwegs des vallées, les changements répétés de la direction d'écoulement des eaux, enfin les mouvements tectoniques des éléments secondaires du sillon de l'Europe septentrionale, signalés par de nombreux auteurs, compliquent l'histoire quaternaire du bassin extra-karpatique de la Vistule.

A coté des anciennes terrasses anté-quaternaires, dont l'existence a été relevée par L. Sawicki (14) dans le tronçon métakarpatique de la vallée de la Vistule, le large développement des hautes terrasses formées durant le recul du glacier de la Pologne centrale (terrasses de 45—35 m., d'aprèes St. Lencewicz, dans la vallée de la Vistule moyenne, (15), ainsi que les terrasses postglaciaires constituent les traits essentiels du développement hydrographique de l'avant-pays, au N des Karpates.

Bien que l'étude de ces terrasses n'ait pas encore été poursuivie systématiquement tout le long de la Vistule et de ses affluents, il semble certain que l'abaissement du niveau de base principal, l'érosion remontante, ainsi que les changements répétês du niveau des eaux de la Baltique au quaternaire récent n'ont eu qu'une faible influence sur l'action des rivières des Karpates occidentales. En effet, aux terrasses de 45—35 m. sur la Vistule moyenne, semblent correspondre dans les Karpates occidentales des niveaux d'accumulation beaucoup moins élevés (de l'ordre de 10 m.), ce qui est compréhensible, vu la distance et le caractère tectoniquement différencié du substratum du bassin de la Vistule.

Ce bassin présente ainsi, quant à l'âge des formes topographiques, des traits complexes: morphologie anté-tortonienne sup. des vallées de ces affluents karpatiques, relief au moins pliocène de la vallée dans les limites de l'anticlinorium métakarpatique, enfin terrassements glaciaires et postglaciaires dans le pays de la moyenne et de la basse Vistule, donc des formes de plus en plus jeunes de l'amont vers l'aval.

L'avant-pays du tronçon oriental des Karpates polonaises du flysch et les bassins des deux fleuves principaux: le Dniestr et le

http://rcin.org.pl

Prut, ont subi un développement différent quant à l'évolution tectonique et hydrographique de leurs éléments constitutifs: le synclinorium périkarpatique — synclinorium de la mer Noire et la plateforme de la Podolie-Ucraine, dernier segment vers le SE de l'anticlinorium métakarpatique.

Le régime fluvial du Dniestr et du Prut s'est installé dès les régressions de la mer tortonienne du synclinorium périkarpatique et de la mer du sarmatien moyen des limites de la plateforme podolienne. Pourtant, d'après les recherches récentes de R. Wyrgikowsky (16), le Dniestr n'est devenu un fleuve karpatique que depuis le méotien.

Après l'approfondissement du synclinorium de la mer Noire et, par suite, la régression de la mer du versant SW du massif cristallin de l'Ukraine, dès le sarmatien supérieur, s'est déposée une série de couches, dit étage de Balta, d'âge sarmatien supérieur-méotien-pontien inférieur. Cette formation correspond, d'après R. Wyrgikowsky à un delta considérable du Prédniestr et du Préprut. Or, les graviers des Karpates n'apparaissent que dans les couches méotiennes des environs de Balta et manquent complètement dans les niveaux inférieurs, sarmatiens sup. de l'étage baltien. Il en résulte l'évidence d'une capture des rivières des Karpates orientales polonaises par un Prédniestr podolien soit au début du méotien, soit au sarmatien supérieur. Puisque, toujours d'après Wyrgikowsky, les hauts graviers karpatiques sur les partages des eaux de la Podolie, dépourvus des éléments paléozoïques du substratum, correspondent à l'étage de Balta, cette capture a du avoir lieu avant que le soubassement paléozoïque du néogène de la Podolie fut entamé par l'érosion. Le phénomène de capture a été sans doute facilité par le peu de résistance que livraient à l'érosion remontante les dépôts du miocène supérieur de la Podolie. De même, le caractère anticlinorial de la plateforme ukraino-podolienne n'a pas atteint à cette époque l'amplitude observée aujourd'hui.

Il est à se demender comment a eu lieu l'écoulement des eaux des Karpates polonaises orientales aux temps du sarmatien supérieur, avant leur capture par le Dniestr podolien. Les anciens graviers karpatiques, situés sur les partages des eaux entre le Prut et le Dniestr, au N de la ville de Kołomyja, sur les monticules de Hostów et de Chocimierz, ainsi qu'entre la Bystrzyca et le Dniestr (graviers de Nadorożna), décrits récemment par J. Czyżewski (17), pourraient correspondre à l'ancien écoulement du Prédniestr

http://rcin.org.pl

karpatique avec ces affluents droits dans la vallée du Prut. Dans ce cas, ces graviers seraient sarmatiens supérieur.

L'évolution tectonique du synclinorium périkarpatique a sans doute fortement contribué à la capture des eaux des Karpates par le Dniestr podolien, soit au sarmatien supérieur, soit au méotien inférieur. L'existence d'autres captures, plus récentes dans les mêmes parages, a été signalée par plusieurs auteurs: à savoir celles du San, au détriment du Dniestr, (18), du Dniestr au détriment des affluents du Prut, (19), enfin du Prut au détriment des affluents du Seret, (20).

Il se peut bien que la capture principale du Dniestr karpatique par le Dniestr podolien ait eu aussi pour causes le glissement de ce dernier fleuve sur la surface faiblement inclinée du versant SW de l'anticlinorium de la Podolie et l'approfondissement de la zone adjacente synclinoriale, particulièrement sensibe au point de vue tectonique.

L'étape suivante dans l'histoire géologique des fleuves karpatiques du bassin de la mer Noire semble être constituée, après une transgression passagère du pontien inférieur, par l'importante régression de la mer au pontien supérieur et par l'abaissement du niveau de base de 200—300 m. au-dessous du niveau actuel de la mer Noire, (21). À la suite de cette régression a eu lieu, d'après Wyrgikowsky, l'approfondissement du thalweg de la vallée du Dniestr, dans les dépôts du delta baltien. Des phénomènes analogues ont été signalés par M. David, (22), dans le plateau moldave. Ils consistaient dans une érosion intense de la couverture néogène (sarmatienne, méotienne et pontienne) du plateau et le remplissage des vallées ainsi formées par du dacien, déposé en liaison avec le bassin fermé dacien de la Roumanie.

Dans le tronçon podolien de la vallée du Dniestr, 40—60 m. (d'après Polanski (23) au-dessous du niveau des graviers karpatiques méotiens-pontiens inf., correspondant à l'étage baltien, existe une large terrasse, couverte de cailloutis karpatiques et podoliens, et située à la marge supérieure des parois du canyon. Ce niveau correspond à la terrase de 100 m. du Dniestr, dans les limites de la République Moldave, décrite par Wyrgikowsky et Krokos (24). Ces auteurs, en se basant sur la détermination d'une faune du type interglaciaire, trouvée dans les alluvions de cette terrasse, ainsi que sur la stratigraphie des loess, lui attribuent l'âge soit du Mindel-Riss soit du Günz-Mindel. Par contre, L. Sawicki (25) considére la terrasse de 100 m. comme contemporaine

http://rcin.org.pl

de la transgression pontienne, le synchronisme des loess de la Podolie n'étant pas, d'après cet auteur, définitivement établi.

Un fait important quant à l'âge de la vallée du Dniestr, est constitué par les graviers de provenance probablement nordique, trouvés par J. Czyżewski (26) sur la terrasse de 25 m. du Dniestr, à Bukaczowce, et qui correspondent sans doute à la glaciation maximale de la Pologne (Cracovien). Ils n'ont pu être déposés que par les eaux de fonte d'un glacier qui débordait les chaînes marginales des Karpates occidentales. Comme la indiqué E. Romer (27), ses eaux ont du s'écouler dans la vallée du Dniestr, qui se trouvait alors à Bukaczowce à un niveau de quelques dizaines de mètres supérieur à celui d'aujourd'hui. La position de cette terrasse, inférieure par rapport au niveau de 100 m. situé plus en aval de la vallée du Dniestr, préciserait l'âge du creusement pleistocène des canyons.

Quoi qu'il en soit de la discussion sur l'âge des loess, les faits cités plus haut ainsi que le caractère épiglaciaire de la faune, trouvée dans les alluvions de la terrasse située à la marge supérieure du canyon du Dniestr (terrasse de 100 m.), nous autorisent à attribuer les dépôts de cette terrasse au début pleistocène ancien (post-pliocène). Dans ce cas, le creusement et l'élargissement de l'ancienne vallée post-baltienne du Dniestr se rapporteraient surtout au pliocène moyen et supérieur et seraient en liaison avec l'abaissement du niveau de base de la mer Noire dès le pontien supérieur (Wyrgikowsky) et le gauchissement de l'anticlinorium métakarpatique (Polanski).

Une troisième étape importante dans le développement de la vallée du Dniestr serait caractérisée par le creusement des canyons podoliens. Ce renouvellement de l'intensité de l'érosion fluviale a eu pour cause, comme l'a supposé déjà E. Romer, l'exhaussement orogénique plus fort de la Podolie, (27), au pleistocène ancien. Le caractère antécédent des canyons podoliens est manifeste par suite des gauchissements subis par les anciennes terrasses du Dniestr (terrasses 6 et 5 de Polanski), en accord avec les plissements de la Podolie de directions soit NW-SE, soit WNW-ESE, décrits dernièrement par W. Zych, (28).

Pareillement au caractère antécédent pliocène du tronçon métakarpatique de la vallée de la Vistule, celle du Dniestr présente donc la même genèse dans son parcours à travers l'anticlinorium podolien. La différence principale consisterait dans l'évolution tectonique plus intense au pleistocène du segment podolien de l'an-

http://rcin.org.pl

ticlinorium métakarpatique, par opposition à la partie occidentale de ce pli de fond, plissée et exhaussée en dernier lieu surtout au pliocène. Sous ce point de vue, il semble exister une analogie avec les plissements et les exhaussements de plus en plus forts vers le SE du tronçon oriental des Karpates polonaises du flysch au pliocène et au pleistocène, en comparaison avec les déformations des Karpates occidentales, dont la composante verticale a été plus stable à cette époque.

La morphologie de la partie périkarpatique des bassins du Dniestr et du Prut, comprise dans les limites du synclinorium bordier nord, possède des traits individuels, propres au caractère tectonique synclinal de cette zone. Nous sommes relativement bien renseignés sur son histoire, grâce à des études récentes, (29), surtout à celles de H. Teisseyre, (30). Cet auteur distingue en Pologne, dans l'avant-pays immédiat des Karpates orientales du flysch, quatre groupes de niveaux érosifs et accumulatifs des affluents occidentaux du Dniestr et du Prut.

Les plus anciens graviers karpatiques, conservés au N de la ville de Kołomyja, et dont nous avons parlé précédemment, sont probablement d'âge sarmatien supérieur, correspondent à l'ancien écoulement du Dniestr karpatique dans le Prut, et constituent le niveau le plus élevé.

Un deuxième groupe, le plus important (niveaux de Łojowa de H. Teisseyre), est largement développé en forme de grands cônes de déjection sur les partages des eaux des affluents karpatiques du Dniestr et du Prut. Sa hauteur relative au-dessus des thalwegs actuels s'abaisse en allant du SE vers le NW et varie de 150 jusqu'à 50 m., aux environs de la ville de Sambor. En même temps changent les altitudes de ces terrasses: relativement élevées en Pokucie, dans le bassin périkarpatique du Prut, elles montent encore sur l'élévation transversale de Majdan (élévation de Łomnica de H. Teisseyre), entre les rivières Bystrzyca Sołotwińska et Łomnica, pour s'abaisser plus fortement vers le NW. Un abaissement semblable a lieu vers le NE, du coté de l'anticlinorium podolien.

Le troisième groupe des terrasses érosives et accumulatives est caractérisé par des hauteurs beaucoup plus constantes. Elles dominent les thalwegs actuels de 25—40 m.

Les derniers niveaux des terrasses diluviales accumulatives ne mesurent que 8—25 m. de hauteur relative.

Enfin. les thalwegs alluviaux actuels des affluents karpati-

http://rcin.org.pl

ques du Dniestr et du Prut diffèrent quant à leurs altitudes, à leurs issus des montagnes dans les hautes plaines de l'avant-pays. Fort élevés au SE, dans le bassin du Prut, sur l'élévation transversale des Karpates de Pokucie, ils ont une position plus déprimée sur la dépression entre la Łuczka et la Bystrzyca Nadwórniańska. Ces thalwegs montent en altitude sur le bombement transversal de Majdan, pour s'abaisser ensuite progressivement vers le NW, du coté des régions limitrophes du San. Leur altitude varie entre 320 et 465 m.

De ce rapport étroit entre l'altitude des thalwegs actuels et les ondulations transversales de l'axe tectonique de la chaîne, on peut déduire que même dans les fonds des vallées les lois propres de l'érosion fluviale n'ont pu effacer la prédisposition tectonique, et que le creusement en liaison avec les changements des niveaux de base, soit principal, soit local, a été relativement faible dans la partie supérieure des bassins du Dniestr et du Prut.

Uu autre fait tectonique important découle des hauteurs relatives du groupe des terrasses de Łojowa par rapport aux niveaux inférieurs. La diminution de la hauteur de ces terrasses, en allant du SE vers le NW, dans la zone située immédiatement en avant du bord orographique des Karpates orientales, nous démontre l'amplitude décroissante vers le NW de l'exhaussement orogénique qu'a subi la zone marginale de l'avant-pays périkarpatique, en accord avec la chaîne des Karpates, avant et pendant l'approfondissement des vallées dans les niveaux de Łojowa.

Or, il est possible de définir l'époque de ces mouvements tectoniques. D'après H. Teisseyre, le groupe des terrasses de Łojowa correspond à la terrasse du Dniestr, située au-dessus des canyons. Il en résulte que l'intense nivellement de la zone tortonienne périkarpatique a eu lieu, contemporainement à la formation de l'ancienne large vallée post-baltienne du Dniestr en Podolie, au pliocène moyen et supérieur. Par conséquent, la phase suivante du plissement et de l'exhaussement de la Podolie, avec formation érosive des canyons au pleistocène ancien, aurait son équivalent dans le plissement de la zone bordière de l'avant-pays périkarpatique ainsi que de la chaîne des Karpates orientales ellemême, avec l'inégal approfondissement des thalwegs dans les niveaux de Łojowa, à cette époque. Parallèlement à la diminution de l'amplitude de ces phénomènes vers le NW, une différentiation tectonique semble avoir existé, d'après W. Łoziński, (31), J. Czyżewski et H. Teisseyre, (32), dans la zone synclinoriale

http://rcin.org.pl

périkarpatique, surtout dans sa marge NE, bordière par rapport à l'anticlinorium podolien.

L'âge des terrasses inférieures des bassins du Dniestr et du Prut, dans les zones karpatique et périkarpatique, peut-être déduit grâce aux études paléontologiques, executées récemment dans le massif de Czarnohora et dans les environs de Starunia.

L'analyse des traces glaciaires dans le massif de Czarnohora, situé dans la partie supérieure des bassins du Prut et du Czeremosz Noir, nous a amenés, (33), à la conception d'une seule glaciation de la vallée supérieure du Prut, dont le glacier mésurait 6,5 km. au maximum. Plusieurs cirques morainiques stadiaires définissent l'existence d'au moins trois stades de retrait du glacier du Prut. L'étude paléobotanique des tourbières, qui se sont formées dans les petits lacs de barrages morainiques stadiaires, exécutée par G. Kozij, (34), a démontré dans les conditions climatiques des changements considérables, postérieurs au retrait du glacier du Prut. Il résulte de cette étude, qu'après la glaciation de Czarnohora et l'époque interglaciaire qui s'en suivit a eu lieu une dépression climatique, qui correspondrait à la dernière glaciation de la Pologne — Varsovien II, (35). Le massif de Czarnohora était alors dépourvu de glaciers, à l'exception peut-être de quelques névés dans les cirques supérieurs antérieurement formés. Ainsi, nous sommes amenés à admettre l'âge Varsovien I du glacier du Prut. Quoique le passage des moraines terminales et du cône fluvio-glaciaire de ce glacier vers l'aval aux terrasses de la vallée du Prut ne soit que fragmentaire, il semble certain qu'à ces moraines correspondent les niveaux accumulatifs, situés dans le tronçon karpatique de la vallée, à la hauteur de 10—25 m. Ces terrasses, largement développées le long du thalweg du Prut seraient l'équivalent du niveau inférieur des terrasses diluviales de l'avant-pays des Karpates orientales, délimité par H. Teisseyre. La formation de ce niveau des terrasses correspondrait donc à l'avant dernière époque glaciaire de la Pologne — au Varsovien I. Dans ce cas, l'âge des terrasses de 40—25 m. (troisième niveau des terrasses de H. Teisseyre) répondrait à la glaciation maxima de la Pologne — au Cracovien.

Au NW et non loin la vallée du Prut, dans l'avant-pays immédiat des Karpates orientales, au fond de la vallée de Łukawiec, confluent de la Bystrzyca Sołotwińska, et avec celle-ci — du Dniestr, a été trouvée, à Starunia, une flore à caractère épiglaciaire, accompagnée de restes, particulièrement bien conservés, de *Coelodonta antiquitatis*, Blum. et *Elephas primigenius*, Blum.,

http://rcin.org.pl

(36). L'âge de la flore trouvée à Starunia a été rangé provisoirement par W. Szafer dans le Cracovien. Considérés sous le point de vue des nouvelles recherches paléontologiques dans le massif de Czarnohora et de la situation de ces dépôts diluviaux au fond de la vallée contemporaine de Łukawiec, les affleurements pleistocènes de Starunia semblent correspondre plutôt à l'époque glaciaire Varsovien I. Quoi qu'il en soit, notons, avec J. Nowak, le fait important, que le profil d'équilibre érosif de Łukawiec—Bystrzyca—Dniestr n'a pas subi d'altération tectonique depuis la formation des dépôts pleistocènes de Starunia, et qu'à cette époque la vallée du Dniestr en Podolie a atteint sa profondeur actuelle.

Il résulte, de tout ce qui a été dit plus haut, le fait capital d'une stagnation et d'un déficit de l'érosion dans les Karpates et leur avant-pays, datant du pleistocène récent.

Un coup d'oeil sur l'histoire du Dniestr et du Prut démontre que leur développement présente un caractère différent en comparaison avec l'évolution du bassin de la Vistule. Tandisque dans ce dernier nous rencontrons en allant de l'amont vers l'aval des formes de plus en plus jeunes, les vallées des fleuves karpatiques du bassin de la mer Noire présentent un rajeunissement dans la direction opposée, c'est-à-dire vers l'amont: en Podolie, dans la zone périkarpatique et dans les Karpates. En effet, le développement de la partie inférieure, moldave, de la vallée du Dniestr possède un caractère différent, souligné dernièrement par R. Wyrgikowsky. La hauteur relative de la terrasse de 100 m. s'abaisse progressivement vers le S et ne mesure près de la ville de Doubossar que 10 m. de hauteur. Elle descend finalement jusqu'au niveau du liman de Koutchurgan. Ces faits s'expliquent par les transgressions répétées de la mer Noire, à partir du pleistocène jusqu'à nos jours.

IV. Développement du réseau hydrographique des Karpates du flysch.

L'amorcement initial et l'évolution du drainage des Karpates, en accord avec leur faîte structural primitif, émergé des mers oligocènes, et son développement tectonique continu ont constitué une longue suite de phénomènes, d'autant plus compliqués que les

http://rcin.org.pl

traits embryonnaires ont pu être, soit partiellement, soit complètement effacés par l'évolution ultérieure. Ces traits sont d'autant plus difficiles à déchiffrer que l'épaisseur des couches du flysch détruites sur les crêtes anticlinales atteint dans les Karpates l'ordre de 1000—2000 m., ce qui représente la différence entre les saillies du faîte structural, reconstitué dans les coupes géologiques, et le faîte topographique actuel. A ce chiffre il faut ajouter le volume de la matière exportée des vallées contemporaines, d'une épaisseur de quelque centaines à un millier de mètres. La compréhension du réseau hydrographique des Karpates du flysch n'est par conséquent possible que par l'analyse de son état actuel en vue de la constitution primitive et du développement du faîte structural.

La divergence, excetrique vers le N et le NE, des vallées principales constitue les traits dominants du réseau fluvial des Karpates du flysch. Cette disposition est normale par rapport à la direction générale de la chaîne et conséquente au plongement de sa surface structurale vers l'avant-pays.

D'autres traits, de nature plus locale, reflètent la disposition originaire sous la forme des dômes et des ensellements de la surface structurale, comme celle des deux segments de la chaîne, situés sur le prolongement de l'anticlinorium de Silésie-Cracovie et du synclinorium de la Nida. Je songe aux directions légèrement excentriques des vallées de la Skawa, de la Raba et du Dunajec, ainsi qu'à l'écoulement faiblement concentrique du Dunajec, de la Wisłoka et du tronçon supérieur du Wisłok. Cette orientation semble répondre à l'allure primitive des isohypses de la surface structurale: notamment au bombement des Karpates occidentales et à l'ensellement des Karpates polonaises centrales, en liaison avec la tectonique profonde et l'évolution orogénique de la chaîne.

Une orientation analogue des principales vallées, quoique à un degrè plus faible, semble correspondre aux élévations et aux dépressions de l'axe tectonique des Karpates orientales.

Le caractère transversal de la plupart des vallées des Karpates du flysch par rapport non seulement à la direction générale de la chaîne, mais aussi à ses éléments tectoniques secondaires-faisceaux plus ou moins serrés de plis, constitue un problème morphologique autrement complexe. Il est plus facile à résoudre dans le segment occidental de l'arc karpatique, où le faîte structural des nappes bordières et de la nappe de Magura présentaient un dôme à surface soit relativement peu accidentée, soit plus ou moins for-

http://rcin.org.pl

tement ondulée en forme de larges plis, dans la partie supérieure de l'édifice structural. A mesure que ce faîte émergait des eaux de la mer oligocène les traits conséquents s'installaient suivant les normales aux isohypses. En second lieu se formait le drainage subséquent avec toute la suite de l'évolution hydrographique, compliquée des changements tectoniques continus.

Le faîte structural des Karpates orientales a dû constituer, en accord avec la structure interne, une longue zone de rides anticlinales, parallèles à la direction générale de la chaîne. Leur émersion semble avoir été lente et graduelle, pendant que les zones synclinales étaient encore couvertes des eaux marines ou saumâtres. Sur ces crêtes anticlinales les traits conséquents s'y gravaient.

La prédominance du caractère en cluses des vallées des Karpates du flysch avec le développement relativement faible des tronçons longitudinaux, (à l'exception surtout du Wisłok supérieur, du San supérieur, du Stryj moyen et des deux Czeremosz, où les vallées longitudinales sont développées sur des étendus plus grandes), s'expliquerait par un drainage conséquent avancé et l'installation tardive des vallées longitudinales. L'émersion retardée des synclinaux n'a pu prevaloir sur les traits conséquents, qui, entre temps, ont dû abaisser les partages des eaux dans les crêtes anticlinales. Des captures consécutives, en se déplaçant de la zone bordière, à niveau de base plus déprimé, vers l'intérieur des montagnes, ont pu créer des vallées presque rectilignes, transversales par rapport à la chaîne, (37).

Ainsi, l'érosion conséquente semble avoir prévalu dès le drainage embryonnaire des Karpates. Elle était encore facilitée par le faît que les plis anticlinaux ne pouvaient être, à l'époque de l'installation du drainage, aussi développés, que c'est le cas aujourd'hui. D'ailleurs, aux noyaux fortement replissés et aux flancs soit verticaux, soit fortement inclinés dans les parties inférieures des anticlinaux, correspondent dysharmoniquement des charnières aux pentes plus douces, dans la partie supérieure de la série du flysch, ce qui a dû faciliter l'érosion remontante. Dans tous les cas, l'antécédence a sans doute contribué à la conservation du caractère transversal des vallées karpatiques.

Un autre problème important de la morphologie des Karpates consiste dans le rapport du réseau fluvial aux accidents transversaux de l'axe tectonique de la chaîne. Certaines rivières karpatiques coïncident avec l'emplacement des dépressions transversales

http://rcin.org.pl

du massif. Ainsi la Łuczka Jabłonowska, le Prut et la Bystrzyca Nadwórniańska coulent au large de la dépression transversale des Karpates orientales entre la Łuczka et la Bystrzyca. La Czeczwa, la Świca et, en partie au moins, l'Opór jalonnent la dépression transversale de Dolina. Un caractère analogue semblent appartenir à la Bystrzyca et au Strwiąż. La partie supérieure de la vallée du San longe la dépression longitudinale médiane des Karpates orientales, tandis que son tronçon bordier karpatique est situé sur la grande dépression transversale de Przemyśl. Un réseau plus dense de rivières karpatiques s'est localisé dans le grand ensellement des Karpates polonaises centrales, sur le prolongement profond du synclinorium de la Nida, et embrasse le Wisłok, la Wisłoka, la Biała et, en partie peut-être, le Dunajec. Certains tronçons de ces vallées coïncident avec les dépressions locales de l'axe tectonique, comme c'est le cas p. ex. de la Wisłoka.

Un autre groupe de rivières karpatiques présente une indépendance manifèste par rapport aux ondulations de l'axe tectonique et elles suivent les élévations transversales. C'est surtout le cas du Czeremosz, de la Rybnica, de la Pistynka, de la Bystrzyca Sołotwińska, de la Łomnica, en partie du Stryj et de l'Opór, de la Tyśmienica, du Dniestr supérieur, dans les Karpates orientales. A l'W, la Raba et ses affluents, la Skawa et la Soła coïncident avec le bombement des Karpates occidentales. Certaines d'entre ces vallées sont liées avec des décrochements transversaux, comme p. ex. soit celle de la Skawa (38), soit une partie de la vallée de la Raba, aux environs de la ville de Myślenice, (39). D'autres pourraient refléter une prédisposition embryonnaire différente dans la constitution tectonique de la chaîne et avoir conservé antécédemment leur position initiale. Enfin, le caractère surtout conséquent de ces vallées pourrait expliquer leur emplacement pour ainsi dire accidentel par rapport aux éléments tectoniques transversaux de la chaîne. Dans ce cas le développement relativement faible et tardif des tronçons subséquents des vallées principales expliquerait la persistance du réseau hydrographique le long des élévations transversales. Enfin, soit sur les flancs relativement raides des bombements transversaux de l'axe tectonique, soit sur les flexures, a pu avoir lieu, comme l'a signalé déjà H. Teisseyre, (40) un déplacement latéral et un glissement des rivières vers les dépressions, (p. ex.: de la Łuczka Jabłonowska, du Prut, de la Bystrzyca Sołotwińska, de la Łomnica).

La prédominance du caractère conséquent des principales val-

http://rcin.org.pl

lées des Karpates du flysch nous conduit ainsi à la conception que dans leurs directions ont été conservés les traits embryonnaires du drainage. L'effet de l'intense érosion dans les temps anté-tortoniens est visible dans les Karpates occidentales, grâce à la persistance des dépôts tortoniens au fond de la vallée contemporaine du Dunajec. Il est certain qu'entre l'installation des premiers traits embryonnaires du drainage et le stade érosif avancé du réseau, au début du tortonien supérieur, les chaînes des Karpates ont subi des changements tectoniques considérables, le charriage et la mise en place des nappes y compris. Ce développement orogénique n'a pu se passer sans la réaction du substratum profond des Karpates, en accord avec ses traits tectoniques précurseurs de direction NW-SE. Ils s'en suivit nécessairement des perturbations continuelles dans le développement du réseau hydrographique originaire, sans que nous puissions aujourd'hui, vu l'état peu avancé des études géologiques et morphologiques dans les Karpates du flysch, nous rendre compte de la suite et du sens de ces changements.

Toute cette évolution morphologique anté-tortonienne a eu lieu au dépens du niveau de base principal, constitué par les mers miocènes du synclinorium périkarpatique, lui-même en voie du développement et de changements continus. Dès le plissement post-tortonien des Karpates et le déplacement du niveau de base vers le N, celui-ci n'a eu qu'une influence relativement faible sur la morphologie du tronçon occidental de la chaîne. L'érosion post-sarmatienne qui s'en suivit, approfondit la vallée de la Vistule dans les limites du synclinorium périkarpatique. L'amplitude de cette érosion ne semble pas dépasser une centaine de mètres. Dans les Karpates centrales et dans la partie bordière des Karpates occidentales a eu lieu à cette époque le nettoyage des vallées des dépôts du tortonien supérieur.

Des phénomènes analogues se sont répétés au quaternaire, cette fois grâce à l'obstruction des vallées des Karpates occidentales et centrales par l'extension maxima du glacier nordique (Cracovien) et l'alluvionement intense à cette époque au fond des vallées. L'installation définitive aux temps post-glaciaires du régime fluvial actuel de la Vistule a provoqué le déblaiement et le terrassement des thalwegs des Karpates occidentales et centrales, toutefois sans que l'approfondissement ait atteint dans la plupart des cas l'ancien fond rocheux.

Le rajeunissement de plus en plus intense vers le SE, subi par le réseau hydrographique des Karpates orientales et leur avant-

http://rcin.org.pl

pays immédiat, grâce à l'exhaussement orogénique pliocène et pleistocène, a imprimé un caractère morphologique différent à ce segment de la chaîne. Il semble certain que les Karpates orientales ont été, pareillement aux Karpates occidentales et centrales, fortement entaillées par l'érosion aux temps anté-tortoniens. A cette dernière époque elles ont été intensivement travaillées par l'érosion, en opposition au segment central de l'arc, recouvert de la mer tortonienne et le segment occidental, préservé contre l'intense destruction érosive, par suite de l'élévation du niveau de base. Les graviers et les cônes de déjection du tortonien supérieur, déposés en avant du bord orographique des Karpates orientales en constituent la preuve.

Le plissement tortonien sup. et post-tortonien des Karpates orientales et de la zone tortonienne bordière de l'avant-pays a sans doute fortement influencé le drainage préexistant, sans toutefois changer radicalement la disposition originaire du réseau hydrographique. Nous ne savons pas quel a été l'amplitude de l'approfondissement, de plus en plus fort vers le SE, des thalwegs des Karpates orientales polonaises, au miocène supérieur et au pliocène, discuté déjà par L. Sawicki, (41). A en juger d'après les profils transversaux des vallées et l'affleurement des couches pliocènes à l'altitudu de 1000—1200 m. dans les Karpates moldaves, elle a dû être de l'ordre de quelque centaines de mètres.

Presque le total de ce rajeunissement doit être inscrit sur le compte des mouvements orogéniques. L'inflence des déplacements du niveau de base principal ne semble pas avoir été considérable dans la partie karpatique des bassins du Dniestr et du Prut. Elle a été encore affaiblie par le plissement et l'exhaussement quaternaire de la Podolie.

Nous n'avons pas de preuves du caractère „en bloc" ou „épeirogénique" de ces mouvements tardifs des Karpates, supposé par L. Sawicki et dernièrement par H. Teisseyre. Par contre, toute l'évolution tectonique des Karpates porte à croire que ces mouvements ont eu lieu aux dépens des unités charriées du flysch, de ces éléments tectoniques de second ordre, soit enfin des formes anticlinoriales et synclinoriales du substratum profond, dirigées NW-SE, en exagérant peut-être certaines ondulations de l'axe tectonique de la chaîne. L'absence de dépôts marins plus récents que le tortonien supérieur dans les Karpates et leur avant-pays, ainsi que la discontinuité des terrasses supérieures à l'intérieur du segment oriental de la chaîne rendent ce problème plus difficile. De même,

http://rcin.org.pl

la nature plicative de l'orogenèse tardive des Karpates semble être hors de doute. Le rôle des dislocations non continues et des failles n'est, contrairement à l'opinion de W. Teisseyre (42), que secondaire, à l'échelle des phénomènes tectoniques observés. A ce point de vue, les études détaillées des terrasses de l'avant-pays des Karpates orientales nous rendront compte de l'évolution tectonique différentielle, supposée déjà par W. Łoziński, J. Czyżewski et dernièrement mise en lumière par H. Teisseyre. Les déplacements et les glissements latéraux des rivières karpatiques, ainsi que certaines captures dans les limites de l'avant-pays des Karpates orientales, supposées dernièrement par H. Teisseyre, en relation avec le développement tectonique tardif, en constituent la preuve.

V. Influences tectoniques et pétrographiques sur le modelé des Karpates du flysch.

Le relief caractéristique des Karpates étant l'oeuvre des influences de la nature pétrographique, richement différenciée, des roches détritiques du flysch, ainsi que de leur structure tectonique, plus ou moins compliquée, sur le développement des procès érosifs, la genèse de ce modelé constitue le lointain résultat de l'évolution paléogéographique et orogénique de la chaîne.

Quant à la nature pétrographique et lithologique des sédiments du flysch, elle consiste en une interstratification répétée des conglomèrats et des grès, à éléments prékarpatiques et à ciment hétérogènes, en liaison avec leurs différentes origines paléogéographiques et leur diagenèse, ainsi que de toutes espèces de schistes. Les roches organogènes, calcaires et siliceuses jouent par contre un rôle subordonné. Les schistes constituent des produits ultimes de la désagrégation, de la dénudation et de l'érosion des anciens massifs prékarpatiques. Ils sont, par suite, particulièrement mobiles sous l'action des agents atmosphériques et de l'eau d'infiltration. Les assises conglomératiques et gréseuses du flysch, à ciments calcaires ou siliceux, nécessitent par contre une plus longue désagrégation superficielle avant d'être déblayées. L'intensité de la dénudation de ces complexes plus résistants du flysch dépend surtout du caractère du ciment des roches, de leur broyage tectonique, de l'activité des agents atmosphériques et de la facilité du transport des déblais, dont le facteur principal est l'inclinaison des versants. Les procès dénudatifs sont d'autant plus compliqués dans les Karpates du flysch, qu'ils y existent, à coté d'ensembles soit

http://rcin.org.pl

nettement grèseux, soit exclusivement schisteux, surtout de niveaux mixtes, à interstratification des grès et des schistes, répétée à l'extrème. Par suite, la série sédimentaire du flysch présente toute une gamme de résistances à l'érosion et à la dénudation, ce qui rend le modelé des Karpates plus riche en formes.

Les différences dans le style de l'architecture tectonique constituent le second facteur décisif du relief des Karpates. A ce point de vue, il existe un contraste évident entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales, tandis que le tronçon central possède un caractère intermédiaire.

Dans les Karpates orientales, les éléments tectoniques secondaires des nappes de recouvrement sont formés soit par des plis relativement réguliers, soit par des plis imbriqués, plis en écaille et plis chevauchés, plus ou moins largement développés. Leurs flancs inverses sont le plus souvent laminés et étirés. Les flancs normaux ont une position soit verticale, soit inclinée plus ou moins fortement vers le SW, dans le cas le plus fréquent des plis déversés vers le NE. Plus rarement on rencontre des anticlinaux déversés en arrière, vers le SW. Parfois, certains de ces plis redeviennent normaux et droits, en plongeant en profondeur sur les abaissements de l'axe tectonique; ils peuvent être remplacés latéralement par d'autres anticlinaux. Dans la plupart des cas, les noyaux de ces plis sont fortement replissés et occupent par suite des zones relativement larges. Enfin, la grande longueur des plis, qu'on peut suivre sur plusieurs dizaînes de kilomètres, constitue le trait le plus caractéristique de la structure des Karpates orientales.

Le modelé de ce pays présente par conséquent de longues traînées de crêtes, bâties de couches gréseuses et dont les altitudes dépendent surtout du caractère pétrographique des roches. Ces crêtes longitudinales sont séparées par des vallées subséquentes, largement développées le long des horizons schisteux. Par suite du pendage dominant des couches vers le SW, les versants NE des crêtes longitudinales, qui correspondent à la sortie des têtes de couches, sont en général plus fortement inclinés. Dans ce cas, la raideur des pentes dépend surtout de l'angle de la résistance maxima du versant, caractèristique et différent pour chaque ensemble stratigraphique de la série du flysch. Ces versants sont plus abondamment pourvus d'eau, d'où la fréquence plus grande de glissements des couches, d'éboulements, un développement plus important des cônes de déjection, etc.

La diminution de la résistance des couches de la série du

http://rcin.org.pl

flysch, parallèlement à leur âge de plus en plus récent, constitue un autre trait caractèristique des Karpates orientales, surtout de leur zone bordière exhaussée. Ainsi l'horizon crétacé supérieur (couches à Inocerames) et les grès de Jamna (crétacé-paléocène) présentent la plus grande résistance envers les facteurs dénudatifs, dans les noyaux anticlinaux des plis. Consécutivement succédent les grès calcaires éocène inférieurs, les grès et schistes à menilite et les grès des couches de Krosno (oligocène inf.) — à résistance décroissante. Grâce à cette régularité ainsi qu'à l'uniformité de la structure tectonique des Karpates orientales, leur faîte topographique est formé surtout par des crêtes anticlinales saillantes de crétacé des noyaux de plis, accompagnées latéralement par des crêtes parallèles de plus en plus basses, élaborées dans les horizons gréseux plus récents, sur les flancs des anticlinaux. Ces crêtes sont séparées par des infléxions du profil topographique transversal, le long des intercalations schisteuses. Contrairement, enfin, à la déstruction avancée des charnières anticlinales des plis, les synclinaux, profondément coincés, ont conservé leur inventaire stratigraphique presque intact.

Le caractère morphologique de la zone médiane des Karpates orientales, correspondant à la dépression tectonique longitudinale oligocène, ainsi que de l'unité tectonique plus mériodionale — nappe de Czarnohora (située entre les sources du Prut et du Czeremosz (43), est plus complexe, en raison de la plus grande résistance des grès oligocènes (grès supérieurs de Krosno, grès de Czarnohora). La saillie des synclinaux et l'inversion du relief constituent ici le facteur morphologique dominant. Des phénomènes analogues, quoique à une échelle plus petite, apparaissent dans les crêtes bordières des Karpates de Pokucie, entre le Czeremosz et le Prut, (44).

En résumé, le modelé des Karpates orientales consiste surtout: en une fréquente alternance, dans les grandes vallées transversales, de cluses, séparées par les élargissements des thalwegs à pentes plus douces, dans leurs sections à travers les synclinaux; en un large développement du réseau subséquent, en liaison avec la constance de la structure tectonique de la chaîne et l'abondance des vallées subséquentes synclinales, par suite de la moindre résistance des niveaux supérieurs de

http://rcin.org.pl

la série du flysch. Enfin, seuls les profils transversaux des vallées longitudinales présentent de fréquentes interruptions de la pente, avec formation des niveaux de base de dénudation le long des horizons schisteux et des crêtes, baties par les grès, de moins en moins élévées sur les flancs des anticlinaux.

En opposition aux Karpates orientales et à la partie E des Karpates centrales — pays de la ségrégation des roches dans le sens horizontal, les Karpates occidentales du flysch posssèdent un caractère tectonique différent. De la prédominance dans ce tronçon de la chaîne des nappes de recouvrement, soit en forme de plis couchés (nappes silésiennes, (45), soit constituées par de gros paquets du flysch, décollés de leur substratum, poussés vers le N sur les unités tectoniques inférieures et relativement peu plissés dans les parties supérieures de l'édifice structural, résulte la ségrégation pétrographique régionale des roches dans le sens vertical.

Les différences dans la résistance des roches de la série stratigraphique des Karpates occidentales n'ont pas la même régularité que dans le tronçon oriental de la chaîne. Dans les nappes inférieures, bordières par rapport à l'arc des Karpates occidentales, les horizons les plus résistants sont constitués par les calcaires berriasiens, par les grès et conglomérats albiens et sénoniens, ainsi que par d'autres horizons gréseux du crétacé. L'éocène et l'oligocène de ces nappes sont par contre moins résistants à la dénudation et à l'érosion, à l'exception de certains grès éocènes.

Les conditions pétrographiques sont différentes dans la grande nappe de Magura, par suite de l'épaisseur considérable des grès et des conglomérats éocènes sup.-oligocènes, dit grès de Magura, particulièrement résistants. Ils occupent de grandes étendues et donnent lieu à l'inversion du relief, la plus importante dans les Karpates du flysch. Les grès sénoniens et éocènes moyens jouent par contre un moindre rôle quant à leurs affleurements et à leur résistance relative.

Les Karpates occidentales possèdent, par suite de la structure tectonique plus compliquée et des rapports différents dans la résistance relative des roches, un modelé moins régulier en comparaison avec les Karpates orientales. Leurs vallées prin-

http://rcin.org.pl

cipales ont souvent le même caractère dans les tronçons logitudinaux que dans les sections transversales. En liaison avec la fréquente superposition verticale des ensembles schisteux et gréseux, les profils transversaux des vallées sont développés en forme de gradins, avec formation de niveaux de base locaux de dénudation et l'élargissement des versants supérieurs des vallées. Le modelé dénudatif joue dans les Karpates occidentales un rôle plus considérable, en comparaison avec le segment oriental de la chaîne, vu l'ancienneté plus grande du relief dans cette contrée. De même, l'action érosive des rivières a sans doute contribué à l'élargissement des thalwegs, à un degré plus fort que dans les Karpates orientales, par suite des glissements latéraux des fleuves en liaison avec l'alternance verticale des horizons des schistes et des grès. Les anciennes terrasses, ainsi formées, ont eu le temps d'être détruites sous l'action de la dénudation rétrograde.

Le segment central des Karpates du flysch ne constitue en somme qu'un terme de passage entre les types du modelé des Karpates occidentales et orientales. Dans les bassins du Wisłok et de la Wisłoka, les régions bordière et médiane karpatiques possèdent, à quelques exceptions près, un caractère morphologique analogue à celui des Karpates orientales, tandisque la partie méridionale, dans les limites de la nappe de Magura, rappelle le modelé des Karpates occidentales.

L'étude de l'évolution tectonique et morphologique des Karpates du flysch nous conduit de plus en plus à la constatation que des différences notables existent entre les parties voisines de cette chaîne, sur le territoire polonais. L'une d'elles, et non la moins importante, consiste dans le fait que les surfaces des faîtes du même âge se trouvent dans les secteurs consécutifs des Karpates à des hauteurs relatives et à des altitudes différentes. A la suite des plissements et de l'exhaussement pliocènes et pleistocènes des Karpates polonaises orientales, ces dernières ont subi un rajeunissement important, connu depuis les travaux de S. Rudnyckyj, (46). Les Karpates occidentales ont conservé par contre le relief surtout anté-tortonien supérieur, (L. Sawicki, (47)).

En analysant du point de vue morphologique le tronçon occidental de la chaîne, L. Sawicki a cru voir dans leur faîte topo-

http://rcin.org.pl

graphique le résultat de trois cycles morphologiques, dont les restes seraient conservés: 1) dans la surface de faîte des montagnes dites „insulaires" (1300—750 m.), 2) dans la surface d'aplanissement de la partie bordière des Karpates occidentales, entre la Skawa et la Biała (400—330 m.) et son prolongement le long des versants des vallées à l'intérieur du pays à montagnes „insulaires", 3) dans le réseau actuel des vallées des Karpates occidentales, approfondies de 150 à 200 m. dans le niveau précédent et qui existait déjà en grande partie avant la transgression du tortonien supérieur. Cet auteur a émis l'hypotèse d'un premier exhaussement des Karpates occidentales, qui aurait gauchi le niveau supérieur en l'inclinant de 30‰ vers le N, d'une intense érosion et de formation de la surface d'aplanissement 2., enfin d'un second exhaussement de 200 m. et par suite de la formation des thalwegs anté-tortoniens sup. Les études géologiques n'étaient que peu avancées à l'époque où L. Sawicki faisait ses observations dans les Karpates occidentales.

Il résulte des travaux géologiques modernes que l'existence des montagnes „insulaires" des Karpates occidentales coïncide avec les limites d'épanchement de la nappe de Magura et s'explique, comme l'ont déjà supposé Uhlig, Paul et Szajnocha, par la plus grande résistance de la série éocène sup.-oligocène des grès de Magura. La surface des faîtes de ces montagnes reflète, à l'exception du large synclinal radical de la nappe de Magura au N des Pieninés, la surface structurale de cette nappe ou peu s'en faut. Ces faits nous conduisent à la constatation que l'existence du niveau d'aplanissement des montagnes „insulaires" de Sawicki est plus que douteuse.

Le nivellement de la surface inférieure des faîtes, particulièrement bien développée dans la zone bordière des Karpates occidentales entre la Skawa et la Biała, reflète lui aussi les conditions géologiques régionales. Ce niveau coïncide avec les nappes bordières du flysch, à couches éocènes et oligocènes peu résistantes. Vers l'W, nous observons dans les mêmes unités tectoniques, en liaison avec un plus grand développement des horizons gréseux du crétacé moyen et supérieur, (48), un faîte topographique plus accidenté et plus élevé. Ce même faîte de la zone bordière des Karpates occidentales s'abaisse vers l'E de la Biała, en relation avec la structure profonde de la chaîne, sur le prolongement du synclinorium de la Nida. A l'adoucissement local des formes dans la zone bordière correspondent dans les limites de la nappe de Magura des versants aplanis, situés à quelque cent mètres au dessus des

http://rcin.org.pl

fonds des vallées. Les montagnes „insulaires“ ne constituent que des „monadnocks“ — restes de la couverture eocène-oligocène plus résistante de ce grand chevauchement.

Ainsi, nous sommes amenés à ne voir dans les Karpates occidentales et centrales que deux cycles morphologiques au maximum. L'évolution des thalwegs contemporains jusqu'au-dessous de leur fond alluvial date, elle aussi, des temps anté-tortoniens, sans que nous puissions préciser plus exactement les stades consécutifs de cette évolution. Elle a été compliquée dans les Karpates centrales par la transgression de la mer pré-sarmatienne, qui a recouvert le faîte topographique bordier de la chaîne jusqu'à une altitude dépassant 300 m. Le plissement, d'ailleurs relativement faible, de ces dépôts avec leur substratum du flysch, ainsi que leur déblaiement érosif et dénudatif post-tortonien ont contribué à la transformation du relief miocène.

En résumé, malgré la relativement grande ancienneté du modelé des Karpates occidentales et centrales, les formes de la plus grande maturité ne s'étendent que localement et il manque au relief de la chaîne le caractère correspondant à des longues périodes de stabilité tectonique.

Le rajeunissement érosif des Karpates orientales consiste en une profondeur de plus en plus grande vers le SE des vallées, entaillées dans la surface des faîtes à caractère relativement mûr. Dans les bassins karpatiques du San et du Dniestr, la différence des altitudes entre les crêtes anticlinales aplanies et les fonds des thalwegs ne mesure que 300—350 m. A la limite SE des Karpates polonaises du flysch, dans les Karpates de Pokucie, l'entaille des cluses, aux versants raides et uniformement inclinés, atteint par contre 500 m. au-dessous des pentes plus adoucies des profils transversaux des vallées. Par rapport à la surface des faîtes, ces thalwegs ont été approfondis jusqu'à un niveau de 1000 m. plus bas, dans la partie interne de la chaîne pour le moins.

Par suite de ce rajeunissement les vallées tortoniennes des Karpates orientales ont été détruites. L'apparition de gros graviers dans les deltas du tortonien supérieur, conservés en avant du bord orographique de la chaîne, nous démontre l'existence à cette époque d'un relief saillant et accidenté, qui dominait sur l'avant-pays de la chaîne, couvert de la mer miocène supérieur. L'évolution orogénique au sarmatien, au pliocène et au pleistocène ancien, en provoquant l'approfondissement érosif des vallées, a dû modifier le faîte topographique tortonien des Karpates orientales. Il importe de sa-

http://rcin.org.pl

voir à quel point ce dernier, gauchi tectoniquement, a subi l'influence des procès dénudatifs aux temps post-tortoniens.

La comparaison avec les Karpates occidentales nous permait de tirer quelques conclusions à ce point de vue. Ces dernières, plus stables quant à leur composante orogénique verticale à l'époque post-tortonienne et par suite mieux adaptées à l'évolution dénudative vers la plaine maturité du relief, ont conservé leur modelé miocène, encore fortement accidenté. Il résulte de ce fait que les Karpates orientales, tectoniquement moins stables par rapport au segment occidental de la chaîne, d'autant plus n'ont pas eu le temps suffisant pour transformer leur surface de faîtes, située à l'abri de l'érosion et de la dénudation des vallées. Nous sommes amenés par conséquent, d'accord avec L. Sawicki, à attribuer à la surface des cimes des Karpates orientales l'âge anté-tortonien supérieur. Elles sont caractèrisées, en opposition à la partie occidentale de la chaîne, par le développement d'un troisième cycle érosif post-tortonien.

Le caractère plus uniforme de la surface des faîtes des Karpates orientales résulte surtout de leur structure tectonique plus régulière et plus montone en comparaison avec les Karpates occidentales. Malgré la topographie relativement ancienne des cimes, leur surface reflète les prédispositions tectoniques longitudinales, constituées par l'imbrication des nappes dans les Karpates de Pokucie, par l'influence des éléments anticlinoriaux et synclinoriaux profonds, de direction NW-SE, ainsi que les perturbations tectoniques transversales par rapport à la chaîne. Il nous est aujourd'hui impossible, vu l'état peu avancé des études morphologiques, de définir lequels de ces traits tectoniques de la surface des faîtes des Karpates orientales ont été conservés dès le développement miocène du modelé et à quel degré ils ont été influencés par les effets post-tortoniens de l'orogenèse de ce tronçon de l'arc karpatique.

H. Teisseyre, (49), a cru voir l'axe „épeirogénique" des Karpates dans la ligne d'élévation maxima de leurs surfaces de faîtes. Pourtant, les culminations de cimes des Karpates orientales ne présentent qu'un résultat complexe, qui dépend de la configuration de la surface structurale primitive, de son évolution orogénique postérieure, des transformations érosives et dénudatives anté-tortoniennes sup., ainsi que de l'évolution tectonique post-tortonienne, différenciée elle-même suivant les anciens plans structuraux. Dans ces conditions la ligne d'élévation maxima des cimes

http://rcin.org.pl

ne constitue qu'un phénomène complexe, souligné par l'inégale résistance des roches à l'égard des procès dénudatifs, comme c'est le cas de l'inversion du relief dans les limites de la nappe de Czarnohora, au SE, et du grand chevauchement de Magura, à l'W.

VI. Conclusions.

L'analyse des traits essentiels de la morphologie des Karpates du flysch, sur la base de leur tectonique, nous a conduits à la constatation que le faîte topographique contemporain de la chaîne reflète encore à un haut degré sa structure interne. L'absence des stades de pleine maturité, voire de pénéplainisation dans le développement morphologique des Karpates du flysch répond au caractère de leur jeunesse tectonique et d'une évolution orogénique continue.

Les différences du modelé des Karpates polonaises du flysch dans leurs trois secteurs consécutifs; Karpates occidentales, Karpates centrales et Karpates orientales s'expliquent, en rapport avec leur structure interne, par la superposition des masses surplissées et charriées du flysch sur l'avant-pays de la chaîne à constitution hétérogène et aux plis de fond de direction NW-SE. Cette superposition, oblique à l'W, parallèle à l'E, constitue le facteur principal, qui a décidé de la tectonique intime de la chaîne et, par suite, a influencé l'évolution de leur topographie, rajeunie au SE d'un cycle morphologique de plus, au pliocène-pleistocène.

Les influences tectoniques se voient en outre dans la disposition du réseau hydrographique des Karpates du flysch. La prépondérance manifeste de l'écoulement conséquent des principales rivières semble avoir été héritée des stades du développement embryonnaire de ce réseau.

La pittoresque richesse des formes du modelé des Karpates trouve son explication dans la nature pétrographique des sédiments du flysch, intensivement plissés, quoique monotone en grand, néanmoins infiniment variée en détail.

Bien que l'orogenèse karpatique ait embrassé une large zone de l'avant-pays — débiteur des fleuves des Karpates, l'évolution tectonique de ce dernier n'a eu qu'une influence relativement faible sur le développement de l'érosion à l'intérieur de la chaîne. Ainsi, les changements des niveaux de base de la Vistule, du Dniestr et du Prut n'ont eu qu'une répercussion peu intense par rapport à l'amplitude des phénomènes tectoniques dans les Karpates et dans leur avant-pays immédiat.

KOŁO GEOGRAFÓW S.U.J.P.
http://rcin.org.pl. Inw.

Le relentissement de l'érosion, qui s'est manifesté dans les Karpates occidentales et dans les Karpates centrales dès le tortonien, n'a eu lieu dans les Karpates orientales qu'à partir du pleistocène récent.

STRESZCZENIE.

Praca niniejsza stanowi przegląd podstawowych cech rzeźby polskich Karpat fliszowych w świetle wgłębnej budowy i ewolucji tektonicznej tego łańcucha.

Rozdział I. streszcza zasadnicze rysy strukturalnego gmachu Karpat fliszowych, t. j. przefałdowanych i nasuniętych płaszczowin fliszu w stosunku do antyklinorjalnych i synklinorjalnych elementów przedgórza i podłoża nasunięć, o kierunku PnZd-PdWd, zachowanych na dzisiejszej powierzchni jedynie w metakarpackim wale, wypiętrzonym w orogenetycznym związku z Karpatami. Oddźwięk PnZd-PdWd elementów wgłębnego podłoża nasunięć fliszu przejawia się w zróżnicowanej budowie tektonicznej trzech odcinków polskich Karpat fliszowych: skośnie do elementów przedgórza i podłoża przebiegających zachodnich i środkowych Karpat fliszowych i równolegle do nich skierowanych Karpat wschodnich, w kopulastem wypiętrzeniu Karpat zachodnich na przedłużeniu antyklinorium śląsko-krakowsko-wieluńskiego, w depresyjnym charakterze Karpat środkowych i śródkarpackiej niecki Karpat wschodnich — na przedłużeniu synklinorjum nadnidziańskiego, wreszcie w spiętrzeniu czołowej strefy fałdów i skib Karpat wschodnich — na przedłużeniu antyklinorjum świętokrzyskiego.

W związku z tak pojętą budową Karpat fliszowych, analizuję w rozdziale II-gim ich dzisiejszą powierzchnię erozyjno-denudacyjną, w wysokim stopniu przejawiającą zasadnicze rysy powierzchni strukturalnej i wraz z nią wgłębną tektonikę łańcucha. Dotyczy to przedewszystkiem antyklinorjalnych i synklinorjalnych elementów przedgórza i podłoża, o kierunku PnZd-PdWd, dalej kolejnej nadległości poszczególnych płaszczowin fliszu i związanego z tem stopniowego wznoszenia się powierzchni strukturalnej i topograficznej w głąb gór, wreszcie poprzecznych elewacyj i depresyj osi tektonicznej Karpat. Odmienny charakter budowy i rzeźby poszczególnych odcinków Karpat podkreśla jeszcze coraz intensywniejsze ku PdWd, po-tortońskie sfałdowanie i wypiętrzenie Karpat wschodnich w stosunku do zachodniego i środkowego

http://rcin.org.pl

ich odcinków, odznaczających się znacznie słabszą pionową składową ruchów po-tortońskich.

Rozdział III. poświęcony został naszkicowaniu dziejów Wisły, Dniestru i Prutu, na przedpolu Karpat. O ile dorzecze Wisły charakteryzują co do wieku: głównie przed-tortońska rzeźba karpackiego odcinka tego dorzecza, antycedentny przełom poprzez wał metakarpacki, wieku plioceńskiego, i młodo-pleistoceńska dolina dolnej Wisły, a zatem rzeźba coraz to starsza w kierunku od ujścia ku źródłom, to dorzecza Dniestru i Prutu odznaczają się wybitnem odmłodzeniem rzeźby w strefach karpackiej i podolskiej, w górnym pliocenie i w dolnym pleistocenie. Dla wyjaśnienia rozwoju tych dwóch ostatnich dorzeczy, podjąłem próbę synchronizacji poziomów tarasowych na obszarze Podkarpacia i Podola. Równie ważnem zagadnieniem są zmiany zaszłe w głównej sieci rzecznej na przedgórzu Karpat wschodnich, a zwłaszcza przeciągnięciu karpackiego odcinka Dniestru oraz jego dopływów, należących pierwotnie do dorzecza Prutu, przez Dniestr podolski, w czasach górnego sarmatu. Z rozważań tych wynika stwierdzenie stosunkowo słabego wpływu zmian, zaszłych w położeniu głównych podstaw erozyjnych rzek karpackich w porównaniu z amplitudą wypiętrzeń orogenetycznych i związanych z tem odmłodzeń rzeźby w obrębie Karpat. Niedobór erozyjny rzek karpackich, trwający w Karpatach zachodnich od czasów tortońskich, zaznacza się w Karpatach wschodnich dopiero od czasów pleistocenu młodszego.

W rozdziale IV-tym przeprowadzam próbę wytłomaczenia przeważająco konsekwentnego odwodnienia Karpat fliszowych przetrwaniem embrjonalnych założeń erozyjnych, powstałych w miarę wypiętrzania się ponad poziom mórz oligoceńskich i mioceńskich przefałdowanych łańcuchów Karpat. Pierwotny charakter sieci konsekwentnej, w zależności od przewodnich rysów powierzchni strukturalnej, zaznacza się również w odśrodkowych kierunkach rzek na odcinku łańcucha, położonym na przedłużeniu antyklinorjum śląsko-krakowsko-wieluńskiego i, częściowo przynajmniej, w granicach poprzecznych elewacyj Karpat wschodnich, wobec dośrodkowych kierunków rzek na przedłużeniu synklinorjum Nidy. Subsekwentne dopływy głównych rzek zachowały, zwłaszcza w Karpatach wschodnich, synklinalny charakter, wyznaczając zreguły przebieg stref fliszu przeważająco łupkowych.

Ostatni rozdział obejmuje rozważenie wpływów petrograficznego składu utworów fliszowych oraz odmiennych stylów budowy

http://rcin.org.pl

płaszczowin na rzeźbę Karpat. Różnorodność drugorzędnego przefałdowania nasunięć oraz różnolita zawartość we fliszu odpornych na wietrzenie warstw piaskowcowych i znacznie bardziej ruchliwych mas łupków, decydują o odmiennym charakterze rzeźby w poszczególnych odcinkach Karpat, przyczem największe kontrasty występują pomiędzy ich odcinkami zachodnim i wschodnim, wówczas gdy Karpaty środkowe posiadają charakter poniekąd przejściowy. Wiązki stromo ustawionych fałdów, ciągnących na długich przestrzeniach, nadają Karpatom wschodnim bardziej jednolity charakter budowy, a co za tem idzie i rzeźby, zwłaszcza wobec faliście rozpostartych płaszczowinowych płatów Karpat zachodnich. Różna odporność utworów fliszowych, naogół malejąca z coraz to młodszym wiekiem warstw w Karpatach wschodnich, jeszcze bardziej podkreśla jednolitość ich rzeźby i antyklinalny charakter głównych ich grzbietów. W Karpatach zachodnich, wielkie masy odpornych horyzontów piaskowcowych, w stropie serji stratygraficznej, spowodowały zjawiska inwersji morfologicznej, nadające swoisty wyraz tej części łańcucha. Rozdział ten zamykam rozważaniem wieku powierzchni szczytowych Karpat, przyjmując istnienie dla zachodniego ich odcinka dwóch przed-tortońskich cyklów erozyjnych. Karpaty wschodnie, wobec po-tortońskiego ich odmłodzenia, charakteryzuje istnienie trzech cyklów.

W końcowym wyniku rozważań, dochodzę do wniosku o bardzo silnym i niezatartym przez erozję i denudację wyrazie budowy geologicznej Karpat fliszowych w ich rzeźbie, o braku w całym gradacyjnym rozwoju łańcucha okresów daleko posuniętej dojrzałości morfologicznej, nie mówiąc już o starczych znamionach — co pozostaje w zgodzie z młodym tektonicznym charakterem Karpat i ciągłością ich tektonicznego rozwoju.

OBJAŚNIENIA DO RYSUNKÓW ZAMIESZCZONYCH W TEKŚCIE FRANCUSKIM.

Fig. 1. Szkic tektoniczny polskich Karpat fliszowych i ich przedmurza. 1. Blok centralny Karpat zachodnich. 2. Kompleks płaszczowin fliszowych wewnętrznych. 3. Kompleks płaszczowin fliszowych środkowych i brzeżnych. 4. Antyklinorjum metakarpackie. 5. Synklinorjum perykarpackie. 6. Antyklinorja Śląsko-Krakowskie i Świętokrzyskie. 7. Synklinorja Nidy i Gdańsko-Lubelsko-Niżniowskie.

Fig. 2. Powierzchnia szczytowa Karpat. Linje ciągłe — poziomice co 200 m. Linje przerywane — poziomice co 100 m. A. — wyniosłość zachodnio-karpacka na

http://rcin.org.pl

przedłużenie antyklinorjum Śląsko-Krakowskiego. BB — wyniosłość wschodnio-karpacka na przedłużeniu antyklinorjum Świętokrzyskiego (obniżenie środkowe w Karpatach wschodnich, znajdujące się na przedłużeniu synklinorjum Nidy nie uwydatnia się w skali tego rysunku). Cc — Obniżenie tektoniczne i topograficzne Karpat Środkowych na przedłużeniu synklinorjum Nidy.

Ouvrages cités.

1) Sur la tectonique des Karpates et de leur avant-pays voir surtout:
Nowak Jan: La nature et le rôle des plissements hercyniens en Pologne. C. R., XIV-e Congr. Géol. Int., 1926.
— Esquisse de la tectonique de la Pologne (en polonais) II Congr. de Géogr. et Etnogr. slaves en Pologne, 1927. Cracovie.
— Die Geologie der polnischen Oelfelder. Schr. aus d. Gebiet d. Brennstoff-Geol., H. 3, 1929.
— Le passé géologique de la mer Baltique (en polonais). Inst. Baltique, Toruń, 1933.
Świderski Bohdan: Sur l'arc des Karpates occidentales. Eclogae geol. Helvetiae, Vol. 26, n. 1, 1933.
2) Nowak Jan: Esquisse de la tectonique de la Pologne, loc. cit.
— Die Geologie der polnischen Oelfelder, loc. cit.
3) Sur le prolongement SE de l'anticlinorium de St. Croix, voir aussi:
Zuber R.: Neue Karpathenstudien. I Ueber die Herkunft der exotischen Gesteine am Aussenrande der karpathischen Flyschzone. Jahr. d. k.-k. geol. Reichsanst., Bd. 52, H. 2, 1902.
Wójcik K.: Jura Kruhela Wielkiego pod Przemyślem (en polonais). Rozpr. Wydz. mat.-przyr. Akad. Um. T. LIII/LIV, B, 1913/14.
Nowak J.: Les unités tectoniques des Carpathes orientales polonaises. Arch. naukowe, Dz. II, T. II, z. 2, Lwów, 1914.
Samsonowicz J.: Esquisse géologique des environs de Rachów sur la Vistule et les transgressions de l'Albien et du Cénomanien dans le sillon nord-européen. Bull. Serv. Géol. Pologne, Vol. III, Liv. 1—2, 1925.
4) Nowak Jan: Esquisse de la tectonique de la Pologne, loc. cit.
5) Sur la géologie des Karpates de Pokucie voir les travaux:
Świderski Bohdan: Quelques nouvelles données sur la tectonique des Carpathes orientales polono-roumaines. Bull. Acad. Pol. Sc. et Let. S. A., 1925.
— Nouvelles recherches géologiques dans les Karpates de Pokucie. Bull. Serv. Géol. Pologne, Vol. IV, Liv. 1—2, 1927.
6) Świderski Bohdan: Sur le rapport tectonique des Karpates orientales polonaises et de leur avant-pays. An. Soc. géol. Pologne, VI, 1929/30.
Teisseyre H.: La surface des faîtes des Karpates. Trav. Géogr., Lwów, Vol. X, 1928.
7) Świderski Bohdan: Sur le rapport tectonique des Karpates orientales polonaises et de leur avant-pays. loc. cit.
8) Konior Konrad: Recherches géologiques dans les Carpates centrales entre Gorlice et Sanok. An. Soc. géol. Pologne, Vol. IX, 1933.
9) Świderski Bohdan: Sur l'évolution tectonique et morphologique des Karpates polonaises au tertiaire et au quaternaire. An. Soc. géol. Pologne. Vol. VIII, 1932.

http://rcin.org.pl

10) Macovei G.: Aperçu géologique sur les Karpates orientales. Assoc. pour l'avanc. géol. Karpates, Guide, Bukarest, 1927.
11) Nowak Jan: Esquisse de la tectonique de la Pologne, loc. cit.
12) Samsonowicz Jan: Des lacs endigués de la période glaciaire, sur la Haute et Moyenne Vistule. Bull. Serv. Géol. de Pologne. Vol. I, Liv. 4—6, 1922.
Nowak Jan: Le passé géologique de la mer Baltique, loc. cit.
13) Samsonowicz Jan: Des lacs endigués de la période glaciaire, sur la Haute et Moyenne Vistule, loc. cit.
14) Sawicki Ludomir: Der mittelpolnische Weichseldurchbruch. Trav. Inst. Géogr. Univ. Cracovie, Fac. 4, 1925.
15) Lencewicz Stanisław: Glaciation et Morphologie du bassin de la Vistule moyenne. Trav. Serv. Géol. Pologne. Vol. II, Liv. 2, 1927.
16) Wyrgikowsky R.: Esquisse géologique de la République autonome Moldave. Bull. Sec. l'Ucraine Comité Géol., Vol. 10, 1927.
— La transgression contemporaine de la Mer Noire, ibidem, Vol. 11, 1928.
17) Czyżewski J.: Physiographie du Pokucie occidental. Trav. Géogr. Lwów, T. XII, 1931.
18) Romer E.: Contributions sur le développement de la vallée du Dniestr. Kosmos, Lwów, Vol. XXXI, 1906.
Teisseyre H.: Sur les problèmes morphologiques de l'avant-pays des Karpates Orientales Polonaises. Bull. Serv. Géol. Pologne, Vol. VII, Liv. 3, 1933.
19) Teisseyre H.: Certaines observations morphologiques dans les Karpates. Rev. Pol. Géogr., Vol. IX, 1929.
— Sur les problèmes morphologiques de l'avant-pays des Karpates Orientales Polonaises, loc. cit.
20) Pawłowski St.: Ueber ein altes Talstück in der Bukowina. Mitt. Geol. Gesell. Wien, Bd. VII, 1914.
Prelipcean J.: Kritik einer Arbeit über Fluszanzapfungen in der Bukowina und in Pokutien. Bul. Facult. stiinte Cernauti. Vol. II, Fac. I, 1928.
21) Androussoff N.: Le Pliocène de la Russie méridionale d'après les recherches récentes. Mém. Soc. R. Sc. Bohème, Prague, Vol. II, 1927.
Litchkow B.: Sur la question des terrasses de la rivière Dnieper. Bulletin de la Section de l'Ucraine du Comité Géologique, Vol. 11, 1928.
22) David M.: Recherches géologiques dans le plateau Moldave. An. Inst. Geol. Romaniei, Vol. IX, 1915—20.
23) Polańskyj G.: Podolische Studien. Sammelschr. Mat.-Naturwiss.-Arztl. Sekt. Ševčenko-Gesell. der Wissensch. in Lemberg. Vol. XX, 1929.
24) Wyrgikowsky R.: Esquisse géologique de la République autonome Moldave. loc. cit.
Krokos W. J.: Materialien zum Studium der Böden der Ukraine. U. S. S. R. Wissenschaft. Landwirtschaftskomite d. Ukraine. Sektion für Bodenkunde, H. 5, Charków, 1927.
25) Sawicki Ludwik: Sur la stratigraphie du loess en Pologne. An. Soc. Géol. Pologne, Vol. VIII, Fac. 2, 1932.
26) Czyżewski: Histoire d'une partie de la vallée du Dniestr. Trav. Géogr., Lwów. Vol. X, 1928.

http://rcin.org.pl

27) Romer E.: Cotributions sur le développement de la vallée du Dniestr. loc. cit.
28) Zych W.: Old-red de la Podolie. Trav. Serv. Géol. Pologne, Vol. II, Liv. 1, 1927.
29) Świderski Bohdan: Sur l'évolution tectonique et morphologique des Karpates polonaises au tertiaire et au quaternaire. loc. cit. (voir aussi la litérature citée dans le texte polonais de cet ouvrage).
30) Teisseyre H.: Die morphologischen Probleme der ostpolnischen Subkarpaten. Bul. Ac. Pol. Sc. et Let., S. A., 1932.
— Sur les problèmes morphologiques de l'avant-pays des Karpates Orientales Polonaises. loc. cit.
— Spaczenie teras wschodnio-polskiego Podkarpacia w stosunku do kulminacyj fliszu obwodowego (en polonais). Géol. et Statist. du Pétrole en Pologne, Nr. 3, 1933.
31) Łoziński W.: Sur les conditions tectoniques du développement des rivières dans les Karpates de Flysch. Kosmos, Lwów, Vol. XLVI, 1921.
32) Czyżewski J. Physiographie du Pokucie occidental. loc. cit.
Teisseyre H.: Sur les problèmes morphologiques de l'avant-pays des Karpates Orientales Polonaises. loc. cit.
33) Pawłowski S.: Études sur la glaciation de la Czarnohora (Carpathes orientales). Trav. Soc. d. Sc. Varsovie. Cl. III, Nr. 10, 1915.
Świderski B.: Sur l'ancien glacier du Prut (Karpates orientales polonaises). An. Soc. Géol. Pologne, Vol. VIII, 1932.
34) Kozij G.: Hoch gelegene Torfmoore des nordwestlichen Teiles der Gebirgskette Czarnohora. Mém. Inst. Pol. d'Economie Rurale à Puławy. Vol. XIII, 1932, Mémoire Nr. 202.
35) Szafer W.: Entwurf einer Stratigraphie des polnischen Diluviums auf floristischer Grundlage. An. Soc. Géol. Pologne, Vol. V, 1928.
36) Nowak J., Panow E., Tokarski J., Szafer W., Stach J.: Thy second wolly Rinoceras from Starunia, Poland. Bull. Ac. Pol. Sc. et Let. S. B., 1930.
37) Sur la genèse du réseau hydrographique des Karpates voir aussi:
Teisseyre H.: La surface de faîtes des Karpates. loc. cit. Certaines observations morphologiques dans les Karpates. loc. cit.
38) Książkiewicz M.: Der Bau der randlichen Wadowicer Beskiden und ihr Verhältnis zum Vorlande. An. Soc. Géol. Pologne, Vol. VIII, Fac. 1, 1932.
39) Burtanówna J.: Der geologische Bau der Umgebung von Myślenice westlich vom Raba—Fluss. An. Soc. Géol. Pologne, Vol. IX, 1933.
40) Teisseyre H.: Sur les problèmes morphologiques de l'avant - pays des Karpates Orientales Polonaises. loc. cit.
41) Sawicki Ludomir: Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen. Kosmos, Lwów, Vol. XXXIV, 1909.
42) Teisseyre W.: La tectonique comparée des Subkarpathes (en polonais).
43) Świderski Bohdan: Géologie de la nappe de Czarnohora dans le bassin du Prut et son prolongement vers le NW (en polonais). C.-R. Séances Serv. Géol. Pologne, Nr. 36, 1933.
44) Świderski Bohdan: Nouvelles recherches géologiques dans les Karpates de Pokucie. loc. cit.

http://rcin.org.pl

45) Książkiewicz M.: Der Bau des südlichen Teiles der Teschener Zone zwischen der Olsa und der Weichsel. Bull. Ac. Pol. Sc. et Let.-S. A. 1932.
46) Rudnyckyj St.: Beiträge zur Morphologie des galizischen Dniestrgebietes. I et II. Geogr. Jahresber. aus Osterr., 5, 1907, 1908.
47) Sawicki Ludomir: Z fizjografji Zachodnich Karpat (en polonais). Arch. Naukowe, Dz. II, T. I, z. 5, Lwów, 1909.
— Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen. loc cit.
48) Książkiewicz M.: Der Bau der randlichen Wadowicer Beskiden und ihr Verhältniss zum Vorlande, loc. cit.
49) Teisseyre H.: La surface de faîtes des Karpates, loc. cit.

http://rcin.org.pl

WŁADYSŁAW GORCZYŃSKI

O podziałach klimatycznych Europy.

(Sur les divisions climatiques de l'Europe).

Europa nie przedstawia w całości jednolitego typu klimatycznego, wykazując — poza częścią południową — różnice głównie między zachodem i wschodem.

Jak już słusznie podkreślił i uzasadnił Eugenjusz Romer, Europa daje się fizjograficznie podzielić przedewszystkiem na dwie wielkie, naturalne i odrębne, części. Z jednej strony mamy tu rozległą i jednostajną płytę Rosyjską, przedstawiającą właśnie Europę Wschodnią, z drugiej zaś strony urozmaicony teren Europy Zachodniej. W podziale tym niema klimatycznie miejsca dla Europy Środkowej.

Polska, jak podnosi Romer, leży w części wschodniej Europy Zachodniej, ma udział swoisty w całem bogactwie form tej różnokształtnej części lądu, opanowuje wielkie międzymorze dzięki naturalnemu splotowi dróg wodnych, którego kluczem jest dorzecze Wisły.

W związku z tem rozgraniczenie klimatyczne Ziem Polskich, o ile wyraźnie występuje od wschodu, to tylko dość słabo zarysowuje się od zachodu. Istnienie od wschodu takiego pasma granicznego („Grenzsaum", jak je nazywa Penck) wykazują systemy klasyfikacyjne rozmaitych klimatologów i geografów, jak to poniżej zobaczymy.

Według Pencka rubieże wschodnie wpływów morskich w Europie są zarazem słupami granicznemi pod względem klimatycznym. Takich pasm granicznych mamy trzy: od północy wkracza morze Białe, od zachodu Bałtyk ze swem ramieniem wschodniem t. j. z zatoką Fińską, od południa wreszcie morze Czarne. Od strony Dniepru, w jego biegu środkowym i górnym, występuje, według Pencka, jedno z głównych pasm granicznych, które na

http://rcin.org.pl

południu przecięte jest jednak przez granicę lasów od strony stepów czarnomorskich.

W przeciwieństwie do wielu geografów i klimatologów, badacz niemiecko-rosyjski Władimir Köppen usiłuje wprowadzić w klimatologji rozbiór klimatyczny Polski, zaliczając obszary, tuż na wschód Warszawy położone, do grupy klimatycznej wschodniej. Te podziały graniczne Köppen'a, niesłuszne i rzeczowo nieuzasadnione, nie mogą się ostać w nauce [1]).

Przechodzimy teraz do ogólnego przeglądu dotychczasowych systemów klasyfikacyj klimatologicznych, podając nadto w zarysie schemat specjalny, rozwinięty bliżej dla Europy. Treść dalsza podzielona jest na części następujące:

Część I. Dawne podziały klasyfikacyjne, według Kirchoffa, Supana, Hulta, Ravensteina i Herbertsona.

Część II. Klasyfikacje klimatów według Pencka oraz Hettnera.

Część III. Klasyfikacja klimatów według E. de Martonne'a.

Część IV. Klasyfikacje klimatów na podstawie botanicznej oraz typy klimatyczne Köppena.

Część V. Przegląd podziałów klimatycznych Europy w różnych klasyfikacjach dotychczasowych.

Część VI. Schemat ogólny klasyfikacji klimatów wraz z zastosowaniem bliższem do Europy.

I. Dawne podziały klasyfikacyjne według Kirchoffa, Supana, Hulta, Ravensteina i Herbertsona.

A. Schemat Kirchoffa.

Już w dawnym bardzo schemacie geografa Kirchoffa podkreślona została wybitna zależność klimatu od temperatury powietrza oraz opadów atmosferycznych. Gdy charakter przebiegu rocznego opadów jest w pierwszym rzędzie miarodajny dla rozgraniczenia typów klimatycznych w okolicach międzyzwrotnikowych, gdzie wahania roczne oraz wartości przeciętne temperatury nie są zbyt znaczne, to w szerokościach umiarkowanych na pierwszy punkt wysuwa się raczej stan cieplny warstw dol-

[1]) Por. artykuł autora p. t. „O rozgraniczaniu typów klimatycznych i o brakach klasyfikacji Köppena w stosunku do Europy i Polski". (Towarzystwo Geograficzne we Lwowie, 1934).

http://rcin.org.pl

nych atmosfery. Usłonecznienie odgrywa wprawdzie wszędzie bardzo ważną rolę, lecz wobec bliskiego związku z czasem trwania opadów, nie zachodzi bezwzględna potrzeba wysuwania w pierwszym rzędzie tego skądinąd zasadniczego czynnika.

Pozatem w podziałach klimatów uwzględniać stale należy niejako trzy współrzędne klimatyczne, a mianowicie, obok szerokości geograficznej, wzniesienie nad poziomem morza i wreszcie t. zw. stopień kontynentalizmu [1]), który zależy nie tyle od odległości od morza w linji powietrznej ile raczej od układu prądów mniej lub więcej umożliwiających dotarcie łagodzących wpływów morskich do danej okolicy kontynentu.

Wpływy te przedstawiają różnice szczególnie charakterystyczne dla zachodnich wybrzeży obszarów kontynentalnych w przeciwieństwie do takichże wybrzeży wschodnich. Gdy pierwsze mają typ wybitnie oceaniczny, w drugich uwydatniają się silne wpływy lądowe; warto tu zaznaczyć, że te ostatnie są zarazem areną monsunów.

We wszelkiej klasyfikacji klimatów opartej na rozkładzie temperatur i związanych z tem stref roślinnych na kuli ziemskiej nie można nie liczyć się z faktem, że temperatura zmniejsza się nie tylko od równika ku biegunom, lecz również w miarę wzrastającej wysokości ponad powierzchnią gruntu. Na dostatecznie dużej wysokości ponad równikiem znajdujemy tam takąż temperaturę jak na biegunie, a w związku z tem powierzchnie izotermiczne nie przebiegają równolegle do powierzchni ziemi, lecz są nachylone ku biegunom. Nachylenie to zmienia się wraz z porami roku i jest większe w porze zimowej, niż latem; w średniej rocznej izoterma 0^0, sięgając na równiku 5 km, dotyka powierzchni ziemi pod 60-ym, w przybliżeniu, stopniem szerokości, mimo że ta szerokość przeciętna waha się naokół ziemi w dość szerokich granicach.

Interesujący, chociaż już nieco przestarzały, jest następujący schemat K i r c h o f f a:

---

[1]) O stopniu kontynentalizmu bliższe szczegóły podane są w pracach autora: 1) „O wyznaczaniu stopnia kontynentalizmu według amplitud temperatury", Spr. Tow. Nauk. Warsz., 1918; 2) „Sur le calcul du degré de continentalisme et son application dans la climatologie", Geografiska Annaler, Stockholm, 1920; 3) „O niektórych cechach charakterystycznych klimatu Ziem Polskich na tle klimatów Europy", Przegląd Geograficzny, T. I., Warszawa, 1918; 4) „Nowe Izotermy Polski, Europy i kuli ziemskiej", str. 286 z 43 mapami, Warszawa, 1918.

http://rcin.org.pl

Strefy klimatyczne:	Palmy	Figi	Myrty i wawrzyny	Wiecznie zielone drzewa liściaste	Drzewa liściaste (zielone latem)	Drzewa igłaste	Krzewy alpejskie	Trawy alpejskie	Dziedzina śniegów
	wzniesienie nad poziomem morza w kilometrach								
okołorównikowa . . .	0	0,6	1,2	1,9	2,5	3,0	3,8	4,4	5,0
międzyzwrotnikowa . . .		0	0,6	1,2	1,9	2,5	3,0	3,8	4,4
podzwrotnikowa			0	0,6	1,2	1,9	2,5	3,0	3,8
umiarkowana cieplejsza				0	0,6	1,2	1,9	2,5	3,0
umiarkowana chłodniejsza					0	0,6	1,2	1,9	2,5
podarktyczna						0	0,6	1,2	1,9
arktyczna							0	0,6	1,2
podbiegunowa								0	0,6
biegunowa									0

Schemat ten aczkolwiek wzniesienia są podane w sposób zupełnie schematyczny, wykazuje dobitnie, że szata roślinna, a dodajmy także i życie zwierzęce, zależy wybitnie nie tylko od strefy lub szerokości geograficznej, ale także i od wzniesienia nad poziomem morza.

B. Dzielnice klimatyczne według Supana.

Dawny już również podział Supana obejmuje wydzielenie na powierzchni ziemi conajmniej 35 dzielnic klimatycznych, z których 21 przypada na kontynent wschodni z Polinezją, 12 na obie Ameryki i 2 na okolice biegunowe obu półkul.

Dla Europy występują trzy dzielnice główne, a mianowicie:

1. Dzielnica zachodnio-europejska.

Łagodne temperatury zimowe pod wpływem wiatrów zachodnich i Golfsztromu. Obfite opady z dość jednostajnym rozkładem w okresie rocznym. Sumy opadowe bardzo zmienne wskutek znacznych różnic w ukształtowaniu powierzchni. Wogóle stosunki klimatyczne przedstawiają tu częstokroć zmiany na małych zupełnie przestrzeniach tak, że wprowadzenie poddziałów jest rzeczą konieczną.

Dodamy, że wysunięta przez Supana zmienność roczna temperatury powietrza poniżej 15° dla dzielnicy zachodniej, nie może się ostać, gdyż w takim razie do tej dzielnicy należałyby tylko skrawki wybrzeży atlantyckich Europy Zachodniej wraz z wyspami W. Brytanji oraz wybrzeżem norweskiem. Zamiast 15° należałoby przyjąć izoamplitudę 25°, jako linję graniczną.

http://rcin.org.pl

2. Dzielnica wschodnio-europejska.

Tutaj wkraczamy już stopniowo w obręb klimatu lądowego. Równiny przeważają, stąd i zmiany klimatyczne zależą głównie od szerokości geograficznej. Opady są naogół niższe niż w dzielnicy zachodniej i zmniejszają się nadto w kierunku południowo-wschodnim, posiadając coraz wybitniejsze maximum letnie.

3. Dzielnica śródziemnomorska.

Wielka różnorodność stosunków klimatycznych wskutek bogatego rozczłonkowania poziomego oraz zmiennego ukształtowania powierzchni. Klimat wszędzie łagodny z wyjątkiem płaskowzgórz wewnętrznych. Deszcze zimowe.

Od strony Oceanu Lodowatego występują nadto od północy i północo-wschodu Europy wąskim pasem dzielnica arktyczna oraz zachodnio-syberyjska.

Jako granicę południową klimatu podbiegunowego przyjmuje Supan na kontynencie izotermę 10° dla miesiąca najcieplejszego; odpowiada to w przybliżeniu granicy drzew.

Co do dzielnicy zachodnio-syberyjskiej, to granicę jej bierze Supan tam gdzie zanika dodatnia anomalja roczna cechująca Europę. Zauważymy, że na dość znacznej przestrzeni granica ta zgadza się z Uralem.

C. Klasyfikacja klimatów według Hulta.

Szczegółowe podziały klimatyczne podał R. Hult w r. 1892. Rozróżnia on trzy główne działy: A) Klimaty chłodne, B) Umiarkowane i C) Ciepłe, które dzielą się na 33 poddziały, a te zkolei na ogółem 103 prowincje klimatyczne. Poddziały klimatyczne zależne są od przebiegu rocznego temperatury, wiatrów i opadu. W ogólnych zarysach wyróżnia Hult:

A) Klimaty chłodne.

1. Zimne lata (np. typ arktyczny), 2, Ciepłe lata (miesiąc najcieplejszy 20° C) (typ syberyjski).

B) Klimaty umiarkowane.

1. Przeważające wiatry zachodnie z opadami we wszystkich miesiącach roku oraz licznemi depresjami barometrycznemi (np. typ Golfsztromu).

2. Wiatry zmienne, opady zimowe, suchy środek lata (np. typ śródziemnomorski, kalifornijski lub Australji SW).

3. Wiatry stałe i nieprawidłowe, opady letnie, główny okres suszy w zimie (np. typ Azji Środkowej).

C) Klimaty ciepłe.

1. Pojedyńcze lub podwójne okresy deszczów ze słabo wyra-

http://rcin.org.pl

żonemi pasatami przerywanemi przez lokalne monsuny, (np. typ afrykański lub brazylijski).

2. Pasaty normalne i deszcze pasatowe (typ madagaskarski lub Oceanu Spokojnego).

3. Monsuny (typ indyjski).

4. Obfite deszcze we wszystkich miesiącach.

Dla kontynentu europejskiego znajdujemy tu znowuż trzy główne typy B 1), B 2), A 2), które odpowiadają typowi Golfsztromu oraz śródziemnomorskiemu, a nadto klimatom chłodnym. Wąskim pasem wchodzi nadto, od strony stepów czarnomorskich, klimat stepowo-suchy z Azji Środkowej.

D. Typy klimatyczne hygrotermalne według Ravensteina.

Biorąc pod uwagę ważne znaczenie wilgotności względnej jako czynnika klimatycznego, odgrywającego tak wybitną rolę zarówno w życiu ludzkiem, jako też dla rolnictwa i przemysłu, zaproponował Ravenstein w r. 1900 podział klimatów ziemskich na 16 typów hygrotermalnych.

Typy te, ugrupowane według zależności między temperaturą powietrza i wilgotnością względną, można przedstawić według następującego schematu:

Typy:	bardzo wilgotny	umiarkowanie wilgotny	suchy	bardzo suchy
upalny	Batawia	Kuba	Bagdad	Nubia
ciepły	Waltish Bay	Lisbona	Kairo	Mexico
chłodny	Londyn	Warszawa, Chicago	Taszkent	Denver (U. S. A.)
zimny	Grenlandja Zach.	Tomsk	—	Pamir

Powyższe miejscowości dają parę przykładów bardziej charakterystycznych. Zastosowanie typów Ravensteina jest dość kłopotliwe wobec niedostatecznego sprecyzowania linji rozgraniczających. Dla Europy wypadają tu główne typy: na zachodzie chłodny i bardzo wilgotny, na wschodzie — chłodny i umiarkowanie wilgotny oraz na południu — ciepły i umiarkowanie wilgotny.

E. „Naturalne dziedziny geograficzne" według Herbertsona.

Opierając się z jednej strony na przebiegu temperatury powietrza oraz na rozkładzie opadów w ciągu roku, a z drugiej strony uwzględniając ukształtowanie terenu i wegetację, zaproponował A. Herbertson w r. 1905 podział klimatów według, jak mówi, „natural geographical regions".

http://rcin.org.pl

Dziedziny te są następujące:

1. Dziedzina biegunowa (typ nizinny lub tundr, typ wyżynowy).

2. Dziedziny chłodne:

2 a. Wybrzeży zachodnich (typ zachodnio-europejski),

2 b. Wybrzeży wschodnich (typ wschodnio-kanadyjski),

2 c. Śródlądowa nizinna (typ syberyjski),

2 d. Śródlądowa wyżynowa (typ ałtajski).

3. Dziedziny ciepłe:

3 a. Wybrzeży zachodnich z deszczami zimowemi (typ śródziemnomorski,

3 b. Wybrzeży wschodnich z deszczami letniemi (typ chiński),

3 c. Śródlądowy nizinny (typ turański),

3 d. Płaskowzgórz (typ irański).

4. Dziedziny pustyń i krajów międzyzwrotnikowych:

4 a. zachodnich pustyń międzyzwrotnikowych (typ Sahary),

4 b. wschodnich krajów zwrotnikowych (typ monsunów),

4 c. płaszczyzn międzyzwrotnikowych (typ sudański).

5. Dziedziny płaskowzgórz i gór między- oraz podzwrotnikowych (typ tybetański).

6. Dziedziny nizin okołorównikowych (typ Amazonki).

Klasyfikacja Herbertsona, chociaż przedstawia zbiór typów klimatycznych naogół dość trafnie wybranych, daje w Europie tylko trzy typy, a mianowicie 2 b, 3 a i 2 c oraz pas tundr na północo-wschodzie. Gdy typ zachodni 3 a ogranicza się w Europie tylko do pasu nadbrzeżnego, to zato typ 2 c jest nadmiernie rozległy (od środka Europy aż do Kamczatki!).

II. Klasyfikacje klimatów według Pencka oraz Hettnera.

A. Klasyfikacja hydrograficzna klimatów według A. Pencka.

W porównaniu z innymi podziałami, które wysuwały na plan pierwszy ten lub inny czynnik meteorologiczny, grupuje Penck klimaty ziemskie głównie na podstawie ogólnych warunków hydrograficznych. Uważa on, że pod wpływem całokształtu zjawisk atmosferycznych powierzchnia ziemi nabiera pewnych cech charakterystycznych, które dają się wydzielać bez większego wnikania w szczegóły przebiegu poszczególnych czynników meteorologicznych.

Przedewszystkiem zaś wpływ klimatu uzewnętrznia się w dzia-

http://rcin.org.pl

łaniach, przemianach i skutkach, jakie wywierają opady na powierzchnię gruntu. Czy opad zachowuje się następnie w rzekach albo też wyparowywuje całkowicie, czy też zasila lodowce, zależy to w pierwszej linji od wpływów klimatycznych; słusznie też uważają rzeki za produkty klimatu.

Dla powierzchni lądowych mamy, z hydrograficznego punktu widzenia, następujące trzy główne typy klimatyczne tworzące z poddziałami ogółem 15 poszczególnych dziedzin.

Typ śnieżny (N = Nival).

Klimat śnieżny, w którym spada więcej opadu w postaci śniegu (S) niż procesy ablacji (A) mogą z danego terytorjum usunąć Jako skutek mamy tu odpływ S—A = G za pośrednictwem lodowców.

Rozróżniać tu można dwa poddziały:

N_I — dziedzina półśnieżna (oprócz śniegów sporadycznie i deszcze),

N_{II} — całkowicie śnieżna (opady wyłącznie w postaci śniegu).

Typ wilgotny (H = Humide).

Klimat wilgotny, w którym spada więcej opadu (P) niż uchodzi przez wyparowanie (V) tak, że nadmiar opadu P—V = R odpływa za pośrednictwem rzek.

Rozróżniamy tu: H_I — dziedzinę podbiegunową z lodem gruntowym oraz H_{II} — dziedziny t. zw. freatyczne z wodą gruntową.

H_I dzieli się zkolei na H_{I^1} (z krótkotrwałą pokrywą śnieżną) oraz na H_{I^2} z przeważającą pokrywą śnieżną.

Dziedziny freatyczne H_{II} można podzielić na:

H_{II^1} — podśnieżną (czasowo śnieg)

H_{II^2} — półwilgotną (okresy mokre i suche)

H_{II^3} — mokrą (równomierny rozkład opadów)

Dalsze poddziały obejmują:

H_{II^1} { H_{II^1a} — z krótkotrwałą pokrywą śnieżną; H_{II^1b} — z przeważającą pokrywą śnieżną

H_{II^2} { H_{II^2a} — zwrotnikowa (deszcze letnie); H_{II^2b} — podzwrotnikowa (deszcze zimowe); H_{II^2c} — monsunowa

H_{II^3} { H_{II^3a} — umiarkowanie ciepła; H_{II^3b} — równikowa.

Typ suchy (A = Aride).

Klimat suchy, w którym wyparowanie (V) zużywa nie tylko całkowitą ilość opadów (P), ale mogłoby jeszcze pobrać wodę z terytorjów sąsiednich. Jako poddziały występują tu:

http://rcin.org.pl

A_I — Dziedzina półsucha $\begin{cases} A_{I^1} \text{ — umiarkowanie ciepła} \\ A_{I^2} \text{ — podzwrotnikowa} \end{cases}$

A_{II} — zupełnie sucha $\begin{cases} A_{II^1} \text{ — umiarkowanie ciepła} \\ A_{II^2} \text{ — podzwrotnikowa} \end{cases}$

Schematycznie stosunki tu zachodzące przedstawić można w formie następującej:

Typ N	Typ H	Typ A
$S-A = G > O$	$P-V = R > O$	$P-V < O$
$S = A$	$P = V$	

Pas graniczny ..... linja śniegu ..... linja suszy.

Jak widzimy, trzy główne typy klimatyczne oddzielone są od siebie dwiema ważnemi linjami rozgraniczającemi: granicą suszy, gdzie opad równoważy się z wyparowaniem, oraz granicą śniegu, gdzie opad usuwają jeszcze procesy ablacji. Ta ostatnia rzuca się odrazu w oczy w krajobrazie danej okolicy i rozdziela dziedziny stale pokryte śniegiem od tych, które tylko przez czas pewien lub sporadycznie noszą białą pokrywę.

Bliższe badania uczą, że położenie t. zw. linji śniegu zmienia się z roku na rok, wraz z wielkością opadów i stanem temperatury, wahając się koło pewnej wartości przeciętnej; linja ta nie jest związana z określoną izohypsą, lecz powstaje na rozmaitych wysokościach zależnie od ekspozycji i ukształtowania terenu.

Jeszcze trudniejszą do ustalenia jest granica suszy na powierzchni ziemi. Z samej natury rozgraniczeń geograficznych wynika, że nadaremnie usiłowalibyśmy ją wyznaczać w postaci dokładnie ustalonej linji granicznej: stanowi ona mniej lub więcej rozległy pas, którego położenie zależy zarówno od ekspozycji i ukształtowania terenu jako też i od przepuszczalności gruntu. Należy przytem zauważyć, że podobnie jak nadmiar mas śnieżnych przechodzi w postaci lodowców do dziedzin o klimacie wilgotniejszym, zachodzi również odpływ rzek z dziedzin wilgotnych do terytorjów suchych. Zresztą i te ostatnie nie są bynajmniej pozbawione bezwzględnie rzek; silniejszym ulewom towarzyszy tu powierzchowne ściekanie wody, które jednak ma charakter nieregularny, lecz sporadyczny. Mamy tu raczej do czynienia z gwałtownemi potokami, niż z właściwą formą rzek.

Z badań nad stosunkami opadów i odpływu wynika, że dla określonych terytorjów ustalić się dają pewne graniczne sumy opadów, dla których w dziedzinach wilgotnych odpływ przestaje mieć miejsce. Dla Szwecji Środkowej opady takie wynoszą 100 mm, dla Europy Środkowej koło 425 mm, a dla rzek Ameryki środkowej

http://rcin.org.pl

nawet 1100 mm. Różnice w tych liczbach pochodzą w pewnej mierze stąd, że temperatury średnie odnośnych dziedzin wynoszą 1^0, 7^0 i 24^0 C, a wiadomo, że w cieplejszych klimatach potrzeba więcej opadów niż w strefach chłodniejszych, dla podtrzymania działalności rzek.

W obrębie Europy, poza niezbyt rozległemi poddziałami typu śnieżnego (N_I) na północy oraz w okolicach wysokogórskich, a także dziedziny półsuchej (A_{I^1}) od strony stepów czarnomorskich, panuje klimat wilgotny typu freatycznego.

Klimaty tego typu podzielić można na trzy rodzaje: podśnieżny (H_{II^1}), półwilgotny (H_{II^2}) i mokry (H_{II^3}). W dziedzinie podśnieżnej mamy do czynienia z pokrywą śnieżną, która przez miesiące całe powstrzymuje przenikanie wody wgłąb, aby dopiero w czasie topnienia zasilać obficie zarówno wody gruntowe jak i rzeki. Te ostatnie mają więc jako cechę charakterystyczną wysoki stan wody w czasie topnienia śniegów.

Dziedzina podśnieżna (H_{II^1}) odgraniczona jest od klimatu śnieżnego typu (N) przez t. zw. linję śniegu, a od dziedziny podbiegunowej (H_I) występowaniem wiecznie zmarzniętego gruntu. Od strony zaś równikowej granica ta biegnie tam, gdzie czasowa pokrywa śnieżna przestaje już odgrywać ważniejszą rolę w gospodarce i bilansie wód. W przybliżeniu ma to miejsce wtedy, gdy pokrywa śnieżna nie trwa dłużej niż jeden miesiąc; gdy trwa krócej, nie daje już takich ilości opadów, któreby w czasie topnienia w wybitniejszej mierze zasilały rzeki.

Jako granicę równikową dziedziny podśnieżnej (H_{II^1}) uważa Penck w przybliżeniu izotermę — 1^0 do — 2^0 C miesiąca najzimniejszego.

Biorąc natomiast izotermę grudnia — 5^0 oraz koło 2 miesięcy pokrywy śnieżnej, znajdujemy, że H_{II^1a} charakteryzuje cały środek kontynentu europejskiego, gdy H_{II^3a} odpowiada wybrzeżom zachodnim, a H_{II^2b} zbliża się do stosunków śródziemnomorskich.

W klimacie umiarkowanym H_{II^3a}, z wybitnemi zmianami w ciągu roku, nie dochodzi ani do tworzenia się trwalszej pokrywy lodowej na rzekach, ani też do regularnego trwania powłoki śnieżnej, jakkolwiek ani mróz ani też opad śnieżny nie są tam zjawiskiem niezwykłem.

Na zakończenie podajemy tu jeszcze w streszczeniu ważne wywody Penck a dotyczące kwestji granic naturalnych w Europie Wschodniej, a także granicy geograficznej między Polską i Rosją.

http://rcin.org.pl

Ostro odgraniczają się — na nizinie wschodnio-europejskiej — dwa obszary: leśny i stepowy; między niemi przebiega, jak mówi Penck, jedna z ważniejszych granic naturalnych Rosji, a mianowicie południowa granica lasów.

Gdzie niema komplikujących wpływów działalności człowieka, granice między lasem i stepem występują wyraźnie. Widać to np. w Syberji Zachodniej, gdzie nieomal nagle urywa się pas lasów dziewiczych i rozpoczyna się step.

Rysując mapę lasów w Rosji, widzimy, że tam lasy rozdzielają się w kierunku ku stepom na szereg pojedyńczych obszarów wyspowych, które stopniowo występują coraz skąpiej i drobniej, aby w końcu zniknąć zupełnie.

Im bardziej posuwamy się np. ku północy, tem gęstszy staje się las, aż wreszcie przekraczamy linję, biegnącą od zatoki Botnickiej łukiem przez Finlandję do jeziora Ładoga, a stąd przez Wołogdę i Wiatkę do Permu. Od linji tej mamy las prawie nieprzerwany, w którym tylko gdzieniegdzie występują pola.

Linja od zatoki Botnickiej do Permu u podnóża Uralu (odpowiadająca w przybliżeniu granicy uprawy owoców) stanowi zarazem granicę nieprzerwanie zaludnionej części Rosji od strony północnej. Co leży dalej ku północy, przedstawia wielkie obszary z nader rzadką ludnością, która żyje w osadach leśnych, podobnie jak na wyspach pośród mórz; aż nareszcie w okolicach brzegów Oceanu Lodowatego mamy granicę północną lasów, poza którą występuje tundra.

Drzewa nie rosną na stepach właśnie z powodów klimatycznych. Rolnictwo stepowe nie udaje się, skoro opad wynosi mniej niż 30 cm w ciągu roku; stosunki podobne występują w pobliżu morza Czarnego, a jeszcze bardziej ku morzu Kaspijskiemu. Linja opadów 30 cm występuje również jako kraniec południowy drzew owocowych i stanowi zarazem ważną granicę naturalną osiadłości ludzkiej.

Klimat oceaniczny uwarunkowany jest bliskością oceanu; jako taki uwydatnia się w częściach Europy niezbyt odległych (do 600 km np.) od Atlantyku lub jego mórz drugorzędnych jak np. Bałtyku. Klimat zaś kontynentalny z jego dużemi przeciwieństwami występuje natomiast wszędzie tam, gdzie wpływ morski spada do pewnego minimum i oddziaływania oceaniczne na ląd prawie ustają, a nierozczłonkowany kontynent z całą mocą opiera się tym wpływom.

Jak daleko wgłąb Europy przeciwstawiają się sobie wpływy

http://rcin.org.pl

wód i lądów, mamy klimat przejściowo-morski, który jest podobnie charakterystyczny dla niżu zachodnio-europejskiego, jak klimat kontynentalny dla wschodu. Krańce wschodnie wpływów morskich w obrębie lądów są zarazem rubieżami granicznemi dla dziedziny przejściowo-morskiej. Granic takich znajdujemy trzy: od północy wkracza morze Białe, od zachodu Bałtyk ze swem ramieniem wschodniem t. j. z zatoką Fińską, od południa wreszcie morze Czarne. Między temi punktami krańcowemi szukamy też granicy między częścią wschodnią a środkiem niziny europejskiej.

Granicy tej nie powinniśmy oczekiwać w postaci ściśle rozgraniczonej; jest to raczej pas graniczny o pewnej szerokości, który w sposób jasny i ostry występuje zwłaszcza tam, gdzie uwydatniają się nierówności terenu jak np. między m. Białem a zatoką Fińską. Między niemi leżą dwa wielkie jeziora Ładoga i Onega, jako ogniwa wyprężonego od morza do morza łańcucha o szerokości 200 km. To pasmo jeziorne oddziela od siebie dwie zasadniczo różne dziedziny: Rosję Północną i Finlandję.

Rosja Północna przedstawia rozległą nizinę, której dość wygładzona powierzchnia oraz rodzaj gruntu jasno wskazuje, że była pokryta przez obszary wodne w ciągu ostatniego okresu geologicznego. Na nizinie tej ciągną się gęste lasy pasem prawie nieprzerwanym.

Zupełnie co innego widzimy w Finlandji. Kraj ten pełen jest jezior, między któremi występują liczne bryły kamienne gładko wyszlifowane przez lodowce. Pokrywę leśną przerywają nie tylko jeziora, ale i częste bardzo torfowiska.

Także i między zatoką Fińską a morzem Czarnem występują charakterystyczne zmiany na obszarze wielkiego niżu Europejskiego. Nieomal do jeziora Ilmeń, a nawet Pejpus sięgają ostre wpływy z tajg syberyjskich, podczas gdy te cechy kontynentalne występują naokoło zatoki Ryskiej już z poważnem bardzo osłabieniem wskutek działalności mórz. Gdy między jeziorami Ilmeń i Pejpus widać tylko lasy iglaste, to w Estonji, Liwonji, a jeszcze bardziej w Kurlandji występują lasy mieszane o charakterze bardziej atlantycko-europejskim.

Na jeziorze Pejpus i jego odpływie Narwa do zatoki Fińskiej oraz południowym (Wielika lub Wielka) mamy według P e n c k a, skrajną granicę zachodnią lądowego klimatu wschodnio-europejskiego.

Między zatoką Fińską a morzem Czarnem ciągnie się ważna dolina graniczna rzeki Dniepru wzdłuż conajmniej 700 km, która

http://rcin.org.pl

odgrywa podobną rolę demarkacyjną jak łańcuch jeziorny (z Onegą i Ładogą) na północy. Dolina Dniepru odgranicza się ostro zarówno od gładkiej płyty Wielkorosyjskiej, jak i od „grzbietu" ukraińskiego; między temi ostatniemi istnieją podobne przeciwieństwa, jak między Finlandją a Rosją Północną.

Gdy wyżyna ukraińska odcina się dość ostro, to rozgraniczenie między niziną Dniepru a płytą Rosyjską jest niewyraźne i przebiega na przestrzeni koło 150 km na północo-wschód od rzeki. Na południu rolę Dniepru, jako rubieży od strony niżu wschodniego obejmuje raczej Doniec.

Okrągło 1700 km wynosi długość pasma granicznego od zatoki Fińskiej do morza Azowskiego; stąd dwie trzecie wypada na niziny, a mianowicie 300 km na nizinę Pejpus-Ilmeń, a 800 km na obszar błot i lasów oraz nizinę Dniepru.

W ten sposób na terenie Europy Wschodniej występują naturalne pasma graniczne zarówno od północy jak i od południa; od zachodu zaś granica klimatyczna przebiega, według Pencka, koło biegu środkowego Dniepru, co się zgadza dobrze z naszemi wywodami co do należenia Polski do typu atlantycko-europejskiego.

B) Podział klimatów według Hettnera.

W podziałach Hettnera, jest zwrócona uwaga przedewszystkiem na wpływ cyrkulacji atmosferycznej oraz na całokształt przebiegu ogólnego czynników klimatycznych. Rozróżnia on głównie 13 następujących typów:

1. Klimat biegunowy i podbiegunowy
2. Umiarkowany klimat morski
3. Klimat umiarkowany śródlądowy { typ chłodniejszy
4. typ cieplejszy
5. Klimat prerji { wyższych szerokości
6. Klimat suchy geograficznych
7. Klimat etezyjski { wilgotniejszy / suchszy
8. Suchy klimat pasatów
9. Klimat podzwrotnikowy wybrzeży wschodnich
10. Klimat międzyzwrotnikowy kontynentalny i monsunowy
    Poddział specjalny: zboczy wilgotnych
11. Klimat okołorównikowy stale wilgotny
12. Klimaty wyżynowe międzyzwrotnikowe oraz podzwrotnikowe
13. Klimat monsunowy szerokości wyższych.

http://rcin.org.pl

W związku z tem wyróżnia Hettner następujące typy klimatyczne w obrębie Europy:

Umiarkowany klimat morski (2) na wybrzeżach atlantyckich od Norwegji do Portugalji, który na południu, a zwłaszcza na wybrzeżach śródziemnomorskich przechodzi w klimat etezyjski (7).

Na kontynencie Europy panuje klimat umiarkowany śródlądowy typu cieplejszego (4) w częściach zachodnich i środkowych, a chłodniejszego (3) dalej ku wschodowi.

Typy Hettnera są godne uwagi, chociaż nie opierają się na ściślej odgraniczonych linjach podziałowych. Do tworzenia tych ostatnich nie dąży Hettner w myśl tego, że nie są one niezbędnie potrzebne, skoro nie istnieją w rzeczywistości.

Zauważymy, że podobny charakter mają też podziały klimatyczne zalecane przez H. Wagnera i A. Philipsona. Pierwszy z nich posługuje się następującą klasyfikacją ogólną:

I. Międzyzwrotnikowe klimaty dżdżyste oraz monsunowe. Poddziały: okołorównikowy (wilgotny i gorący klimat lesisty), okresowo suchy klimat sawan, klimat monsunów.
II. Klimaty typu suchego z poddziałami na pustynny i stepowy.
III. Północne klimaty lesiste z surowemi zimami.
IV. Klimaty przejściowe. Poddziały: podzwrotnikowy klimat o dżdżystej zimie, takiż z deszczami w lecie, klimat wilgotny i umiarkowany.
V. Klimaty stale zimne z poddziałami na klimat tundr oraz wiecznego mrozu.

Bardzo interesujące są uwagi Hettnera o stanowisku klimatycznem Europy wogóle. Podkreśla on ważne znaczenie, jakie posiada dla klimatu naszej części świata jej położenie po stronie zachodniej wielkiego kontynentu Eurazji. Wobec przewagi w strefach pozazwrotnikowych prądów powietrznych z zachodu, podlegają części zachodnie kontynentów daleko silniejszym wpływom oceanicznym, podczas gdy strony wschodnie wykazują dobitnie wpływy lądowe.

Także kształt oraz rodzaj rzeźby, rozczłonkowanie wybrzeży i położenie ich względem otaczającego oceanu ma bardzo doniosłe znaczenie dla stosunków klimatycznych Europy.

Wskutek różnej konfiguracji Atlantyku i Pacyfiku w strefie międzyzwrotnikowej, prąd zatokowy czyli t. zw. Golfsztrom rozwinięty jest daleko silniej niż Kuro-Siwo; nagrzane masy wodne nie tylko sięgają daleko dalej, niż na oceanie Spokojnym, ku szerokościom wyższym w pobliżu i ponad Europą, ale są zarazem

http://rcin.org.pl

i o wiele cieplejsze. Gdy Kuro-Siwo ulega dość prędko odchyleniu ku południowi wskutek wystającego masywu Ameryki Północnej, część Golfsztromu przenika ponad Skandynawją do Spitsbergenu i Nowej Ziemi, ogrzewając północ Europy. W ocenie wpływu prądu zatokowego na klimat Europy nie należy jednak zapominać o znaczeniu wogóle wiatrów zachodnich, które, wiejąc z oceanu nawet i bez Golfsztromu wpływałyby, przynajmniej w zimie, łagodząco na klimat lądu europejskiego.

W myśl powyższego staje się jasne dlaczego idące z oceanu prądy powietrzne przenikają tak głęboko do wnętrza Europy. W miarę oddalania się od oceanu wpływ ten z jednej strony stopniowo słabnie, ale z drugiej strony przejściowość w tym kierunku jest przerywana działaniem mniejszych mórz wewnętrznych, które jednak niekiedy zdolne są nie tylko wstrzymać dalszy spadek, ale nawet wzmocnić wpływy oceaniczne na klimat danego kraju, jak to między innemi uwydatnia się w Polsce.

Niezależnie od wiatrów zachodnich i działania Golfsztromu, wpływowi tych wrzynających się w głąb Europy mórz wewnętrznych przypisać należy doniosłe znaczenie klimatyczne. Ważne bardzo znaczenie mają również łańcuchy górskie, które (jak np. Karpaty, Alpy, Pireneje i Bałkany) rozpościerają się bardziej równoleżnikowo i wskutek tego przerywają połączenie bezpośrednie między chłodniejszą północą a cieplejszem południem Europy. Przenikanie od północy zimnych wiatrów, które np. w Stanach Zjednoczonych przechodzą niekiedy z Oceanu Lodowatego do zatoki Meksykańskiej, możliwe jest tylko na północo-wschodzie Europy.

Cała Europa jest daleko cieplejsza niż to wypadałoby z jej położenia geograficznego; izonomale dodatnie dochodzą na zachodzie Europy nawet do dwudziestu z górą stopni, gdy w Europie Wschodniej różnice są tylko nieznaczne.

Wreszcie warto przytoczyć bardzo interesujące uwagi Hettnera o zmianach klimatów kuli ziemskiej w ciągu okresów geologicznych.

Klimat Europy był różny w różnych epokach. W czasie miocenu miał on charakter nawpół zwrotnikowy, a mianowicie łagodny i naogół wilgotny prócz południa Europy o charakterze bardziej suchym. W czasie pliocenu klimat ulegał stopniowemu ochłodzeniu, aż doszedł mniejwięcej do stanu dzisiejszego. Następnie przyszły trzy lub cztery epoki lodowcowe z klimatem chłodniejszym i zarazem wilgotniejszym, przerwane przez dwa lub trzy

http://rcin.org.pl

okresy międzylodowcowe. W czasie tych ostatnich klimat był, jak się zdaje, cieplejszy od obecnego, a także odznaczał się pewną suchością nawet w środku Europy. Z ostatniej epoki lodowcowej wyłonił się stopniowo klimat obecny, choć w tem stopniowaniu występowały niejednokrotnie okresy cieplejsze i chłodniejsze. Epoka obecna jest być może tylko nowym okresem międzylodowcowym; czas, oddzielający nas od ostatniej epoki lodowcowej, zdaje się być mianowicie krótszy od trwania okresu międzylodowcowego.

A więc, w świetle historji rozwoju kuli ziemskiej, klimat obecny przedstawia tylko pewien obraz chwilowy. Jakkolwiek więc w znanych nam dotychczas czasach historycznych nie zaszły prawdopodobnie większe zmiany klimatyczne, to jednak w prahistorji człowieka, który żył w Europie w czasie epoki lodowcowej, należy liczyć się z innemi niż obecnie stosunkami klimatycznemi w naszej części świata.

Należy tu jednak nie zapominać o zasadniczej różnicy między charakterem zmian klimatu a historją rozwoju kuli ziemskiej. W stosunku do tej ostatniej stan obecny stanowi produkt z przyczyn działających w przeszłości i teraźniejszości; klimat zaś zależy, wobec ruchliwości atmosfery, li-tylko od czynników obecnie działających i jest funkcją obecnego położenia i kształtu np. Europy. Jego stadja poprzednie są bez wpływu na stan obecny klimatu i znajomość ich jest potrzebna głównie dla zrozumienia historji rozwoju ziemi i jej tworów organicznych.

III. Klasyfikacja klimatów według E. de Martonne'a.

W dziele swem p. t. „Traité de géographie physique" (2 édition; Paris, 1913) podał Emm. de Martonne interesującą bardzo klasyfikację klimatów, którą w streszczeniu podajemy poniżej.

Mimo wielkiej różnorodności klimatów, powstających z kombinacji wszystkich czynników meteorologicznych, jest rzeczą możliwą i pożyteczną wydzielić pewną liczbę typów, które, posiadając każdy pewne ogólne cechy charakterystyczne, mogą się parokrotnie powtarzać.

Już sam fakt okrągłości ziemi sprawia, że wspólne typy klimatyczne uwydatniają się, mimo pewnych odstępstw swoistych, na obu półkulach.

Podział powierzchni ziemskiej na lądy i morza jest źródłem wielu indywidualnych cech klimatycznych, lecz np. kontrasty,

http://rcin.org.pl

które pod tym względem przedstawiają wybrzeża wschodnie i zachodnie, powtarzają się dla każdego większego kontynentu.

Racjonalny podział klimatów powinien zarazem interpretować fizjonomję klimatologiczną kuli ziemskiej oraz we właściwem świetle odzwierciadlać analogję i tłómaczyć ich przyczyny. Nie należy jednak także zapominać, że do pewnych typów klimatycznych przywiązane są także swoiste formy wegetacji, a nawet ustrój zamieszkujących je społeczeństw ludzkich.

Jakkolwiek wszystkie czynniki klimatyczne winny być uwzględnione w racjonalnej klasyfikacji, to jednak wśród tych czynników temperatura i opady najgłówniejsze zajmują miejsce.

Obok wartości średnich należy uważać na wartości skrajne oraz na czasy trwania okresów ciepłych i zimnych. Jako miesiąc ciepły można uważać taki, w którym temperatura przeciętna przekracza 20°; gdy natomiast nie dosięga 5°, miesiąc można nazywać zimnym.

Miesiącem suchym proponuje Martonne nazywać taki, w którym wysokość opadów w millimetrach jest mniejsza od podwójnie wziętej temperatury średniej rocznej w skali stustopniowej; wypadnie stąd w przybliżeniu 50 mm dla klimatów upalnych, 25 mm dla umiarkowanych i mniej niż 10 mm dla klimatów chłodnych.

Martonne rozróżnia cztery główne grupy klimatyczne, a mianowicie: grupę klimatów gorących, umiarkowanych, stepowych i zimnych.

Grupę klimatów gorących charakteryzuje temperatura średnia roczna powyżej 20° C; poniżej tej granicy nie spada zresztą żaden miesiąc, a amplituda średnich temperatur miesięcznych nie przekracza 5°. Natomiast wahanie dobowe temperatury może tu dosięgać znacznych wartości. Brak pory zimowej wpływa wybitnie na charakter bytowania ludności, a bogactwo roślinne i zwierzęce działa raczej hamująco na rozwój energji życiowej.

W grupie klimatów umiarkowanych średnia temperatura roczna jest niższa od 20°, ale w poszczególnych miesiącach przynajmniej osiem miesięcy wykazuje temperaturę powyżej 5°. Amplituda roczna jest tu zawsze dość znaczna, a to wahanie temperatury uwidacznia się w życiu roślin i w odmiennym wyglądzie przyrody, zależnie od pory roku.

O ile brak jest klimatom gorącym wybitniejszych wahań w przebiegu temperatury, to wykazują one często wybitną okresowość w stosunku do opadów. Przyroda i człowiek jest tu bardzo

http://rcin.org.pl

zależny od okresów suszy, których niema w klimatach okołorównikowych.

Klimaty umiarkowane podzielić można na klimaty z porą zimową (4 miesiące z temperaturą 5^0) i bez wyraźnego okresu chłodu. Podobnie rozróżniać można w klimatach zimnych takie, które posiadają porę umiarkowaną (przynajmniej 4 miesiące powyżej 10^0) od tych, które jej nie mają. Życie roślinne i siedliska ludzkie coraz bardziej zanikają w miarę wzrostu zimna, a ostatni poddział klimatyczny leży już całkowicie w obrębie niezamieszkałego na stale pasa podbiegunowego.

Dotąd podział Martonne'a zgadza się prawie z niektóremi innemi klasyfikacjami, zwłaszcza Köppena; różnica zaś występuje od chwili, gdy Martonne wprowadza pojęcia klimatów stepowych oraz pustynnych.

W grupie klimatów zarówno gorących jak i umiarkowanych niema okresów suszy powyżej 8 miesięcy; natomiast istnieją na obu półkulach obszary pustyń i stepów, w których opad roczny wypada poniżej 25 cm, a susza panuje w ciągu więcej niż ośmiu miesięcy.

Wahanie roczne temperatury jest dosyć znaczne w klimatach pustynnych, które zresztą należy podzielić na klimaty pustynne gorące i na klimaty stepowe chłodne.

W ten sposób otrzymujemy, według Martonne'a, następujący podział, który odznacza się jeszcze tem, że wprowadza pewne typy klimatów nazwane według niektórych krajów, a w tej liczbie i Polski:

Klimaty gorące:

A. Okołorównikowy (bez okresu suszy)
- A_1 = równikowy gwinejski
- A_2 = oceaniczno-równikowy, gorący
- A_3 = monsunowy, typ Kambodży

B. Międzyzwrotnikowy (z okresami suszy)
- B_1 = podrównikowy gorący, typ Sudański
- B_2 = tropikalny, typ Senegalu
- B_3 = monsunowy, typ Bengalu
- B_4 = typ Hawai
- B_5 = typ Annamu
- B_6 = monsunowy, centralno-hinduski
- B_7 = typ Pendżabu

Klimaty umiarkowane:

C. Podzwrotnikowe (bez pory zimowej)

Grupa klimatów typu śródziemnomorskiego

http://rcin.org.pl

C_1 = monsunowy chiński | C_3 = grecki
C_2 = oceaniczny portugalski | C_4 = syryjski stepowy.
Grupa klimatów wyżynowych ciepłych
C_5 = typ Kolumbji; C_6 = typ Meksyku.

D. Umiarkowane z okresem chłodnym
D_1 = oceaniczny bretoński
D_2 = przejściowy paryski
D_3 = lądowy polski
D_4 = dunajski pod-śródziemnomorski
D_5 = stepowy ukraiński
D_6 = monsunowy typu Mandżurji
D_7 = monsunowy typu Japońskiego.

Klimaty suche:

E. Pustynne gorące
Grupa cieplejsza:
E_1 = saharyjska E_2 = Peru
Grupa chłodniejsza:
F_1 = Aralska F_2 = Patagonji
Grupa wyżynowa: Tybetu.

G. Stepowe chłodne
G_1 = typ górski Norwegji G_2 = typ Syberyjski

Klimaty zimne:
H_1 = podbiegunowy H_2 = alpejski.

W każdej prawie grupie klimatów daje się wyodrębnić podział bardziej kontynentalny z większą amplitudą temperatur od poddziału bardziej morskiego z mniejszem wahaniem w okresie rocznym. Ponadto należy uwzględniać wpływ wyniesienia nad poziomem morza oraz ewentualny charakter monsunowy.

Przechodzimy teraz do krótkiej charakterystyki główniejszych typów klimatu według Martonne'a ze szczególnem jednak uwzględnieniem Europy.

A. Klimaty okołorównikowe.

Wahanie roczne temperatury i wilgotności powietrza nie przekracza tu 5^0, a przeciętna temperatura roczna wykazuje conajmniej 25^0 C. Wysokość roczna opadów wynosi tu powyżej 150 cm, a wilgotność względna przekracza przeważnie $80^0/_0$. Wobec dużej ilości pary wodnej zachmurzenie średnie jest dość znaczne (wyżej 5), a burze nie są rzadkością.

B. Klimaty międzyzwrotnikowe.

Wraz ze zmianą stopniową rozkładu opadów i tworzenia się okresów suszy otrzymujemy dość liczne typy klimatów między-

http://rcin.org.pl

zwrotnikowych. Typ oceaniczny mało się tylko różni od poprzednio przytoczonego dla grupy okołorównikowej. Temperatura roczna jest tu wyższa od 20° C, wahanie zaś roczne nieprzekracza 5°.

C. Klimaty umiarkowane bez okresu chłodnego lub podzwrotnikowe.

W grupie tej występują bardzo duże różnice w poszczególnych typach klimatycznych, zależnie od rozkładu lądów i mórz (stopnia kontynentalizmu), dalej od ukształtowania terenu i jego wzniesienia, a wreszcie od stanowiska względem t. zw. ośrodków działania atmosfery. Depresje barometryczne są tu częste i głębokie.

Klimaty podzwrotnikowe, posiadające przeciętną temperaturę roczną poniżej 20° C, mają jednak nie więcej niż 4 miesiące, w których temperatura średnia wynosi mniej niż 10° C. Najwięcej znany jest klimat śródziemnomorski z suchem latem. Okres suszy może jednak nie występować wyraźnie, jak tego przykładem są Chiny Południowe (typ klimatyczny chiński).

W górach strefy międzyzwrotnikowej mogą się łączyć warunki termiczne klimatu umiarkowanego z układem zwrotnikowym deszczów (klimat Meksyku i Kolumbji).

Klimat typu meksykańskiego sprzyja kolonizacji, a jego łagodność od najdawniejszych czasów przyciągała ludzi. Jest rzeczą charakterystyczną, że wszędzie, gdzie on panuje, odnajdujemy ślady minionych cywilizacyj, świadczących o posuniętej kulturze.

Klimat śródziemnomorski różni się od właściwych klimatów zwrotnikowych swoistym przebiegiem opadów, spadających w porze zimowej a nie w lecie.

Na wybrzeżach Atlantyku oraz w części zachodniej morza Śródziemnego (zwłaszcza na t. zw. Riwjerze francusko-włoskiej) wahanie termiczne jest przytłumione, a okres dżdżysty wczesny i dość obfity. Ten typ o cechach oceanicznych nazywa Martonne portugalskim, chociaż występuje on najdobitniej na wyspach Azorkich.

Klimat Riwjery zasługuje przytem na specjalne wyróżnienie, jako szczególnie słoneczny poddział tego typu. Również i część wybrzeży Hiszpanji południowo-wschodniej od strony Andaluzji ma wyjątkowo obfite usłonecznienie.

T. zw. typ grecki odznacza się większą amplitudą temperatury, opóźnieniem się okresu dżdżystego i zmniejszaniem się sum opadowych w miarę posuwania się ku wschodowi. W tym też kierunku słabnie zachmurzenie; Tunis, Palermo, Ateny, Smyrna i Je-

http://rcin.org.pl

rozolima dają nam przykłady tych przejść stopniowych, a zarazem prowadzą niepostrzeżenie do typu zbliżonego do klimatów pustynnych i stepowych, jak to widzimy już w częściach kontynentalnych Syrji oraz w Iranie (typ klimatyczny syryjski mają także np. Mossul i Teheran).

Niestałość prądów atmosferycznych cechuje obszar śródziemnomorski w porze chłodnej oraz na terytorjach przejściowych. Pod wpływem depresyj barometrycznych powstają wiatry lokalne, zwiększające kontrasty termiczne. Leveche w Hiszpanji, Sirocco w Tunizji, Algerji i Sycylji, Bora w Dalmacji, Mistral w Prowancji nadają cechę charakterystyczną klimatowi krajów, w których występują.

Typ śródziemnomorski klimatu znajduje się na wybrzeżach Kalifornii i Chile, gdzie ogranicza się jednak do wąskiego pasa nadbrzeżnego. Dzieje się to pod wpływem pasma Sierra Nevada, które zatrzymuje wiatry dżdżyste, wywołując już na sąsiednich płaskowzgórzach klimat stepowy typu aralskiego. Przejście jest tutaj tem bardziej nagłe, że na wybrzeżu kalifornijskiem panuje odmiana oceaniczna klimatu śródziemnomorskiego.

D. Klimaty umiarkowane z okresem chłodnym.

Poza 45 stopniem równoleżnika niema kraju bez dobitnie zaznaczonej pory zimowej. Według niezupełnie ściśle rozgraniczonej klasyfikacji Martonne'a, o ile pora zimowa trwa nie więcej niż 4 miesiące, a temperatura przeciętna roczna tylko o parę stopni odbiega od 10° C, mamy grupę klimatów umiarkowanych z okresem chłodnym. Grupa ta występuje najsilniej w Europie, a cechuje ją także wybitna różnica między odmianą oceaniczną i kontynentalną.

Różnica ta wyraża się nietylko w amplitudzie temperatury (która, zaledwie dochodząc do 10° w typie oceanicznym, przekraczać może nawet 30° w typie kontynentalnym), ale także i w przebiegu opadów. Łagodne zimy, a chłodniejsze lata (w porównaniu z odnośnemi wartościami przeciętnemi dla danego równoleżnika) charakteryzują ten typ oceaniczny. Opady są tu przytem obfite bez okresów suszy oraz z maximum zimowem pod wpływem depresyj atlantyckich. W typie kontynentalnym maximum opadów występuje wyraźnie w porze letniej.

Przejście od klimatu oceanicznego do odmian bardziej kontynentalnych zachodzi stopniowo w obrębie Europy. Jak widać z nowowykreślonej mapy izoamplitud Europy, wahanie 10° obej-

http://rcin.org.pl

muje tylko Irlandję i wąskie skrawki nadbrzeżne Europy Zachodniej. Jest to klimat bretoński według klasyfikacji Martonne'a, po którym następuje klimat paryski. Cechy coraz więcej lądowe ma już klimat polski, obejmujący prócz Polski właściwej także i znaczną część Niemiec oraz Czechy.

Ku wschodowi, zwłaszcza południowemu, zmniejszają się także wysokości opadów, co uwydatnia się zwłaszcza jesienią.

W obrębie wprowadzonego przez Martonne'a typu ukraińskiego mamy mniej niż 500 mm opadów rocznych, z których 65% spada w ciągu lata. Jeszcze bardziej ku wschodowi wstępujemy w obręb stepowego klimatu aralskiego.

W Ameryce Północnej odnajdujemy także klimat polski oraz ukraiński na szerokim obszarze od Atlantyku do źródeł Mississippi. Z drugiej zaś strony, na zachód od Alleghany oraz w dorzeczu środkowem Mississipi, uwydatnia się odmiana klimatu zbliżona do grupy podzwrotnikowej. Temperatura średnia roczna jest wyższa, opady obfite, lecz ich maximum wypada na wiosnę tak, że pewna skłonność do suszy (w stopniu niejednakowym zależnie od roku) występuje ku jesieni. Klimat ten, sprzyjający zwłaszcza dla uprawy kukurudzy, odnajdujemy również i w Europie na płaszczyznach Dunaju środkowego i dolnego; stąd też pochodzi nazwa klimatu naddunajskiego, obejmującego część Węgier i Rumunji.

Na półkuli południowej występuje głównie typ oceaniczny klimatów umiarkowanych.

E. Klimaty pustynne (gorące) i stepowe (chłodne).

Cechą zasadniczą klimatów pustynnych i stepowych są niewielkie opady (poniżej 25 cm w sumie rocznej) oraz wybitne wahania temperatury powietrza. Cechy te są silniej uwydatnione w klimacie gorącym pustyń, niż w chłodnym klimacie stepów. Przykładem klimatycznym pustyni jest Sahara.

Odmianę oceaniczną klimatu pustynnego odnajdujemy w części zachodniej Afryki Południowej. Amplituda termiczna nie jest tu zbyt wielka, opady są niedostateczne, a temperatura miesiąca najcieplejszego wynosi tylko koło 15° C w Port Nolloth (szer. geogr. 29° S). Dzieje się to wskutek zimnego prądu morskiego oblewającego odnośne wybrzeże. Podobne stosunki znajdujemy w Peru; klimat ten mało podatny dla rozwoju i działalności ludzkiej, nazywa Martonne peruwiańskim.

Poza strefą gorącą obszary z wybitną suszą występują tylko wewnątrz większych mas kontynentalnych; czynnikiem ważnym

http://rcin.org.pl

mogą być także masywy górskie, wstrzymujące opady. W Azji występuje typ stepowy aralski z upalnem latem lecz chłodnemi zimami. Analogiczne typy odnajdujemy i w Stanach Zjednoczonych Ameryki Północnej oraz w znacznej części Persji.

Nie znamy wprawdzie właściwej odmiany oceanicznej klimatów stepowych; najbliższym będzie tu suchy, wietrzny i chłodny klimat patagoński.

F. Klimaty zimne.

Rozróżniamy klimaty zimne z latem umiarkowanem lub bez okresu ciepłego. Rozpatrzmy naprzód pokrótce poddział z latem umiarkowanem.

W odmianie oceanicznej mamy zimę względnie łagodną, późną wiosnę wobec cieplejszej jesieni (w październiku temperatura wyższa niż w maju). Jako przykład przytoczyć można Islandję, Faröer (Wyspy Owcze), Szetlandy, wybrzeża Norwegji i Alaski, a zwłaszcza Cap Horn.

Odmiana kontynentalna klimatu zimnego, niepozbawionego atoli pory letniej, panuje na obszernych przestrzeniach kontynentu Eurazji, a także w Kanadzie. Amplituda roczna temperatury przekracza tu 30° C, a temperatury przeciętne dla roku wahają się od — 5° do + 5° C.

Granica klimatów zimnych bez okresu ciepłego zgadza się prawie z granicą drzew. Tam, gdzie chociaż w ciągu czterech miesięcy najcieplejszych temperatura średnia nie dochodzi do 10° C, stały pobyt ludzi jest bardzo utrudniony, a śniegi i lodowce prawie stale pokrywają ziemię.

Gdy Upernivik w Grenlandji jest przykładem normalnym takiego klimatu, Werchojańsk w Syberji Wschodniej daje nam przykład jego odmiany kontynentalnej, a Spitsbergen — oceanicznej.

IV. Klasyfikacja klimatów na podstawie botanicznej oraz typy klimatyczne Köppena.

Omówimy z kolei pokrótce t. zw. klasyfikacje botaniczne klimatów, zaproponowane jeszcze w r. 1874 przez A. de Candoll'a, przyjęte przez botanika Drude, rozważane i stosowane przez Flahault i Brunhes i wreszcie wprowadzone do klimatologji przez W. Köppena.

Rozróżnia on strefy następujące:

A = Strefa megatermiczna (gorąca i wilgotna).

http://rcin.org.pl

Klimat lian. Klimat sawan tropikalnych.

Rośliny tej strefy, charakterystycznej dla nizin pasa międzyzwrotnikowego, wymagają stale wysokiej temperatury i wilgotności oraz niewielkiej amplitudy rocznej. Pory deszczowe występują tu jako pojedyńcze i podwójne, a pory suszy charakterystyczne są dla sawan tropikalnych.

B = Strefa kserofilowa (sucha).

Klimaty: palm daktylowych; suchorostów; stepów.

Do strefy tej należą pustynie i stepy; nie mamy tu wystarczającej pory deszczowej, a wegetacja wskutek suszy (częściowo także wskutek zimna) pozostaje w spoczynku w ciągu znacznej części roku. Stosownie do rodzaju gruntu rozróżniamy tu roślinność solankową, oaz nawadnianych, pustyni skalistej, wydm piaszczystych, a z drugiej strony stepów lessowych i z czarnoziemem i t. p.

C = Strefa mezotermiczna (umiarkowanie ciepła i dżdżysta).

Klimaty: oliwki, kukurudzy, kamelji, sawan wysokopiennych.

Strefa ta jest charakterystyczna dla klimatów umiarkowanie ciepłych (temperatury średnie roczne przeważnie od 15° do 20° C). Występuje ona głównie między 22-im i 45-ym stopniem szerokości północnej (oraz 40-ym południowej), posiada chłodniejszą porę roku (z najzimniejszym miesiącem poniżej 18°) oraz gorące lato (najcieplejszy miesiąc powyżej 22°) lub też łagodną zimę (miesiąc najchłodniejszy ponad 6°).

Do strefy tej należy klasyczny klimat śródziemnomorski, w którym wegetacja ulega tylko krótkiej przerwie w czasie łagodnej i wilgotnej zimy oraz dłuższej przerwie w ciągu gorącego i suchego lata.

Jako rośliny charakterystyczne dla strefy mezotermicznej uważać można: oliwki, kukurudzę, herbatę, magnolję, ryż, figi, bawełnę i t. p.

D = Strefa mikrotermiczna (klimatów chłodniejszych.

Klimaty: drzew zielonych w porze cieplejszej (bez liści w zimie) oraz drzew iglastych.

Strefa ta charakteryzuje klimaty chłodniejsze, w których miesiąc najcieplejszy zamyka się w granicach od 10° do 22°, a najchłodniejszy miesiąc ma temperaturę przeciętną poniżej 6°. Zara-

http://rcin.org.pl

zem występuje tu w porze zimowej choćby przejściowa pokrywa śnieżna, zaś w porze letniej mamy dostateczne opady.

Jest to strefa lasów iglastych lub liściastych (zielonych w porze letniej) oraz uprawy zbóż; w częściach cieplejszych tej strefy rośnie wino i kukurudza oraz gatunki delikatniejsze owoców stref umiarkowanych.

E = Strefa hekistotermiczna (lesisto-śnieżna).

Klimaty: lisa podbiegunowego, pingwinów, jaków tybetańskich, kozic górskich (alpejskich).

Strefa ta charakterystyczna dla klimatów zimnych, w których temperatura przeciętna miesiąca najcieplejszego leży między 10° i 0° C. W strefie tej nie mogą już wyrastać drzewa wysokopienne, a występują przeważnie krzewy i utwory karłowate.

F = Strefa wiecznego śniegu (pozbawiona roślinności) z temperaturą najcieplejszego miesiąca poniżej 0° C. Znajdujemy ją w górach ponad poziomem izotermy 0° (w Andach ponad 5 km wysokości, w Alpach ponad 3 km), a także zapewnie w głębi Antarktydy i Grenlandji.

W ostatnich czasach rozbudował Köppen nanowo swą klasyfikację, zastępując nazwy botaniczne bardziej ogólnemi i wprowadzając ściślejsze rozgraniczenia klimatyczne. Ten ulepszony podział przedstawia się w sposób następujący:

A. Grupa klimatów międzyzwrotnikowych dżdżystych.

Bez pory zimowej (miesiąc najchłodniejszy powyżej 18°).

Dla temperatur średnich rocznych . . .	20°	25°
wysokość roczna opadów przenosi . . .	60	70 cm

Grupa *A* dzieli się z kolei na dwa główne typy:

1. Klimat lasów dziewiczych wilgotnych i parnych

Af = stale wilgotny (conajmniej 6 cm opadu w miesiącu najsuchszym).

Am = klimat dżdżysty monsunowy z umiarkowaną porą suszy.

2. Klimat sawan z okresową porą suszy:

As = klimat sawan suchych w lecie

Aw = klimat sawan suchych w porze zimowej.

Pora suszy jest tu rozgraniczana w sposób następujący:

Dla wysokości rocznych opadów . .	100	150	200	250 cm
miesiąc najuboższy w opady wykazuje conajwyżej	6	4	2	0 cm

B. Grupa klimatów suchych.

Pory suche występują, w sposób przerywany, w każdej z obu

http://rcin.org.pl

półkul. Opady są stałe, pojawiają się w sposób sporadyczny albo też są poniżej t. zw. granicy suszy.

Grupa sucha dzieli się na:

3. BS = klimaty stepowe
4. WS = klimaty pustynne

dla których przyjmuje Köppen, naśladując dawniejszą już propozycję Martonne'a, następujące warunki graniczne:

dla temperatury średniej rocznej	25°	20°	15°	10°	5°	0°	—5°
wysokość roczna opadów winna być poniżej:							
Klimaty stepowe BS	70	60	50	40	30	20	10 cm
Klimaty pustynne WS	35	30	25	20	15	10	5 cm

C = Grupa klimatów umiarkowanie ciepłych i dżdżystych.

W grupie tej znajdujemy dwa umiarkowane pasy ciepłe, bez stałej pokrywy śnieżnej w porze zimowej danej półkuli.

Temperatury miesiąca najzimniejszego mogą się tu wahać w szerokich granicach od 18° do —3° według Köppena. Dodamy, że wybór ten jest mało odpowiedni i że zwłaszcza granicę dolną należałoby przesunąć do —5° [1]).

W grupie *C* warunki graniczne są dla opadów następujące:

wysokość roczna opadów powyżej	30	40	50	60 cm
dla temperatury średniej rocznej .	5°	10°	15°	20°

Grupę klimatów umiarkowanie ciepłych i dżdżystych podzielić można z kolei na:

5. Cw = klimat umiarkowanie ciepły, suchy w zimie. Miesiąc najobfitszy w opady wykazuje w tym wypadku dziesięciokrotnie conajmniej wyższą wysokość opadów w porównaniu z miesiącem najmniej dżdżystym.
6. Cs = klimat umiarkowanie ciepły, suchy w lecie. W tym razie stosunek jest tylko trzykrotny między miesiącem najbardziej i najmniej dżdżystym.
7. Cf = klimat umiarkowanie ciepły, stale dżdżysty. Wahanie opadów w ciągu roku jest mniejsze niż dla typów poprzednich Cs i Cw.

D = Grupa klimatów mroźnych w zimie (klimaty lesisto-śnieżne).

Klimat, zaopatrzony przez Köppena w dość niefortunnie wybraną nazwą lesisto-śnieżnego, występuje na półkuli północnej

[1]) Porównaj artykuł autora niniejszego p. t. „O rozgraniczaniu typów klimatycznych i o brakach klasyfikacji Köppena w stosunku do Europy i Polski" (l. c. Lwów, 1934).

http://rcin.org.pl

i odznacza się bardzo wyraźnie oddzieloną porą zimową i letnią. Jako granicę między grupami *C* i *D* przyjmuje Köppen izotermę styczniową —3° lub —2°, co prowadzi do konfuzji tem większej, że nawet średnie pięcioletnie stycznia wahają się niekiedy do dwóch nawet stopni.

Miesiąc najcieplejszy w grupie klimatycznej *D* wynosi powyżej 10° C, a opady są tu ograniczone warunkiem następującym:

dla temperatury średniej rocznej . . .	0°	5°	10°	15°
wysokość roczna opadów powyżej . . .	20	30	40	50 cm

Klimaty grupy *D* podzielić można na:

8. Df = o zimach chłodnych i wilgotnych oraz bez pory suchej

9. Dw = o zimach chłodnych i suchych (rozkład opadów podobnie jak w wypadku typu Cw).

E = Grupa klimatów śnieżnych (tundr).

Charakterystyczna zwłaszcza dla dwóch pasów podbiegunowych poza granicą drzew. Miesiąc względnie najcieplejszy posiada temperaturę przeciętną między 10° i 0°. Rozróżnia tutaj Köppen:

10 a. ET = klimat tundr

10 b. EH = klimat wysokogórski powyżej 3 km nad poziomem morza a nadto

11. EF = klimat wiecznego śniegu, w którym nawet miesiąc najcieplejszy nie dochodzi do 0° C.

Powyższe typy wiążą się ściśle z podziałami natury fenologicznej, przyczem każdy z nich nosi nazwę jakiejś charakterystycznej grupy drzewnej lub rośliny. Tak np. klimat brzozy (Dfc), dębu (Dfb), buku (Cfb), eryki (Csb) i t. p.

Dodatki b, c i t. p. mają specjalne znaczenie co do przebiegu temperatur lub opadów według osobnego klucza, który tutaj dla braku miejsca pominąć musimy.

Gdy większe grupy klimatyczne *A, B* i *E* nie nastręczają naogół większego pola do uwag krytycznych, to dla grup *D* i *C* sam Köppen (por. Grundrisz der Klimakunde, 2 Auflage, Berlin, 1931) podkreśla wyraźnie zachodzące tu trudności nomenklatury i konsekwentnych rozgraniczeń. Specjalnie niewłaściwe jest przytem umieszczenie Polski w grupie klimatycznej *D* zamiast grupy *C*. Granicę wielkich grup *C* i *D* prowadzi Köppen poprzez niziny Polski w ten sposób, że biegnie ona nieco na wschód od Królewca i dalej poprzez Polskę ku Karpatom.

Od Warszawy ciągnie się, według propozycji Köppena, już ta sama grupa klimatyczna *D*, do której należy Tobolsk w Syberji, Obdorsk sięgający niemal Oceanu Lodowatego albo też półwysep

http://rcin.org.pl

Kamczatki. Nawet poddziały drugorzędne Dfb (polsko-rosyjski) i Dfc (syberyjski) rozgraniczają się dopiero na Uralu.

Nazwę typu Df jako chłodnego i wilgotnego w zimie („feuchtwinterkalt"), mającą stanowić odpowiednik do typu umiarkowanie-wilgotnego Cf („feucht temperiert"), sam Köppen nazywa, „so schleppend" (por. l. c. str. 134), że proponuje dla Df miano, dość mgliste zresztą, klimatu sosny albo też północno-oceanicznego.

Przechodząc specjalnie do Europy, zaznaczamy, że grupa międzyzwrotnikowa *A* nie występuje tu wcale, a klimat śnieżny (grupa *E* według Köppena) spotykamy tylko w górach w postaci t. zw. tundry wyżynowej, przyczem klimat wiecznego śniegu (EF) znaleźć można tylko na najwyższych już wysokościach.

Z grupy *B* obszary mniej lub więcej stepowe występują tylko na półwyspie Iberyjskim (w Hiszpanji Północnej oraz na południowschodzie), a także w okolicach morza Czarnego w stronie północno-wschodniej. Poza temi typami raczej sporadycznie występującymi w Europie i to na obszarach względnie ograniczonych, panują w naszej części świata głównie trzy typy klimatyczne:

Df z zimą chłodną i wilgotną
Cf umiarkowanie ciepły i wilgotny
Cs klimat łagodny z suszą letnią.

Gdy typ Cs charakteryzuje obszary śródziemnomorskie od Portugalji i Hiszpanji Południowej do Grecji i wybrzeży Azji Mniejszej, to Europa Zachodnia należy do typu Cf, Europa Wschodnia do Df. Co do środka Europy to chce go zaliczyć Köppen do obu typów, prowadząc poprzez Polskę jej rozbiór klimatologiczny na typ Cf w jej dzielnicach zachodnich oraz typ Df w dzielnicach wschodnich oraz w Karpatach i Sudetach.

Jako linji rozgraniczającej używa Köppen izotermy stycznia — 3°, który to wybór jest i dowolny i niewłaściwy dla wielu względów. Wynika to choćby z jednego tylko przykładu, który ilustruje szczególnie duże wahania w przebiegu tej izotermy w poszczególnych latach, a nawet dla okresów pięcioletnich.

Z powodu dużej zmienności nieokresowej temperatury powietrza w Europie w miesiącach zimowych, branie izotermy styczniowej za jedyną podstawę rozgraniczania typów klimatycznych jest szczególnie niedogodne. Wynika to choćby z następującego przebiegu temperatur średnich stycznia dla Warszawy i trzech innych miejscowości.

http://rcin.org.pl

Okresy pięcioletnie:	Warszawa	Królewiec	Wrocław	Wiedeń
1921—1925	— 1°7	— 2°0	— 0°5	— 0°9
1916—1920	— 1°5	— 2°0	+ 0°9	+ 1°5
1911—1915	— 3°3	— 3°2	— 1°8	— 1°7
1851—1900	— 3°6	— 3°2	— 1°8	— 1°7

A więc, o ile według Köppena, izoterma styczniowa Warszawy dla pięciolecia 1911/15 odpowiadałaby grupie wschodniej Dfb, to dla dziesięciolecia 1916/25 należałoby przesunąć granicę klimatyczną na wschód, zaliczając wtedy Warszawę do typu Cfb.

V. Przegląd podziałów klimatycznych Europy w klasyfikacjach dotychczasowych.

W obrębie Europy widzimy następujące podziały klimatyczne w czterech najważniejszych klasyfikacjach dotychczasowych.

Podziały Europy według Hulta.

Dzielnica Golfsztromu z podziałami:
- c — zachodni (wybrzeża atlantyckie)
- b — środkowy (Niemcy oraz Polska)
- a — wschodni (Rosja Zachodnia)

Dzielnica śródziemnomorska; poddziały: kanaryjski, środkowo-hiszpański i wybrzeży zachodnich Kaukazu.

Dzielnica syberyjska (od Laponji i Rosji Środkowej dalej ku Azji Północnej).

Dzielnica stepowa; poddziały: czarnomorska, syryjska i dalej ku Azji Środkowej.

Z dzielnicy arktycznej znajdujemy tylko występ na skrajnym północno-wschodzie Europy od strony Oceanu Lodowatego.

Podziały Europy według Martonne'a.

Dzielnica umiarkowana z okresem chłodnym:
- D_1 — oceaniczny bretoński
- D_2 — przejściowy paryski
- D_3 — polski lądowy
- D_4 — dunajski podśródziemnomorski
- D_5 — ukraiński stepowy

Typ śródziemnomorski: C_2 — portugalski, C_3 — grecki
Klimaty chłodne: G_1 — norweski, G_2 — syberyjski
Klimaty zimne: H_1 — podbiegunowy, H_2 — alpejski.

Podziały Europy według Köppena.

Grupa klimatów umiarkowanych: Cf — stale dżdżysty (Europa Zachodnia wraz z Norwegją); Cs — suchy w lecie (typ śródziemnomorski).

http://rcin.org.pl

Grupa klimatów lesisto-śnieżnych: Df — typ rosyjski.
Grupa klimatów suchych: BS (stepowy hiszpański oraz czarnomorski).

Z grupy klimatów śnieżnych znajdujemy w Europie:

ET — klimat tundr na północowschodzie
EH — klimat wysokogórski (powyżej 3 km) oraz sporadycznie
EF — klimat wiecznego śniegu.

Podział Europy według Pencka.

Klimat wilgotny *H* z dziedzinami:	II 3 a — wybrzeża zachodnie Europy II 1 a — cały środek kontynentu europejskiego II 2 b — wybrzeża śródziemnomorskie.

Poza klimatem wilgotnym *H* typu freatycznego znajdujemy w Europie niezbyt rozległe poddziały typu śnieżnego (N_I) na północy oraz w okolicach wysokogórskich, nadto dziedzinę półsuchą (A_{II}) od strony stepów czarnomorskich.

W rozgraniczeniu z terytorjum zachodnio-rosyjskiem bierze Penck pod uwagę przebieg izotermy grudnia — 5° oraz koło 2-ch miesięcy pokrywy śnieżnej, co blisko i dobrze odpowiada podziałom naszym podanym dalej w części VI.

Podziały Europy według Hettnera.

Umiarkowany klimat morski: wybrzeża atlantyckie od Norwegji do Hiszpanji Północnej, oraz z Irlandją i Islandją Południową.

Klimat umiarkowany śródlądowy: cieplejszy (Francja, Niemcy, większa część terytorjum Polski; chłodniejszy (Szwecja Południowa, kraje bałtyckie i przyległe); zimny (Szwecja Północna, Finlandja oraz Rosja Północna).

Klimat etezyjski: wilgotniejszy (wybrzeża śródziemnomorskie), suchszy (środkowo-hiszpański, czarnomorski).

Klimat podbiegunowy w okolicach wysokogórskich oraz nad Oceanem Lodowatym.

Każda z klasyfikacji powyższych jest interesująca, a wszystkie razem posiadają, mimo różnic indywidualnych, wiele cech wspólnych, które, jako ważne i naturalne, winny figurować w każdym racjonalnym układzie klimatów.

Takie oznaczenia jak np. morski, lądowy, stepowy, górski lub podbiegunowy, nie mogą być ominięte w żadnym schemacie. Cała trudność polega tylko na właściwem rozgraniczeniu między sobą

http://rcin.org.pl

poszczególnych dziedzin klimatycznych. Trudność ta polega nie tylko na właściwym wyborze i intuicji badacza, lecz tkwi tutaj w samej istocie rzeczy. Ostro odgraniczonych granic klimatycznych nie znajdujemy w rzeczywistości, ale raczej pasy rozgraniczające o charakterze mniej lub więcej przejściowym.

Ponadto, wobec wielkiej rozmaitości i różnolitości zjawisk składających się na obraz klimatyczny poszczególnych dziedzin, nie wydaje się ani racjonalne, ani nawet możliwe, zbyt daleko idące różniczkowanie podziałów lub typów klimatu, zwłaszcza według warunków granicznych zbyt rygorystycznie ujętych i przeprowadzanych.

Schematy klasyfikacyjne są niewątpliwie ważne, potrzebne i pożyteczne; nie powinny być jednak zbyt szczegółowe oraz — poza pewnemi normami granicznemi właściwie ujętemi — winny zostawiać dostateczne pole dla dalszych dedukcji indywidualnych geografa i klimatologa.

W sprawie tej nie od rzeczy będzie przypomnieć słowa W. Nałkowskiego w ważnej pracy p. t. „Terytorjum Polski historycznej jako indywidualność geograficzna", wydanej w r. 1912 w Warszawie staraniem Polskiego Towarzystwa Krajoznawczego.

Podajemy poniżej, w krótkim wyciągu, nader interesujące wywody tego wybitnego badacza, które i dzisiaj nie straciły nic z swego aktualnego znaczenia.

„Gdy wraz z K. Ritterem zarzucono podziały polityczne, nieoparte na przyrodzie, zaczęto dla przeprowadzania podziałów naturalnych wyszukiwać przedewszystkiem granic naturalnych jak morza, góry, a przynajmniej rzeki. Stopniowo jednak utorowało sobie drogę wśród geografów przekonanie, że w podziałach na kraje lub dzielnice rzeczą rozstrzygającą jest nie tyle wyszukanie naturalnych objektów granicznych, jak góry, morza, rzeki, ile raczej wynalezienie odrębnych właściwości i cech charakterystycznych pewnego obszaru, różniących go od obszarów sąsiednich. Granice powinny już stąd, jak mówi Nałkowski, wynikać *a posteriori* i mogą być nawet bardzo mało wyraźne.

Dla przeprowadzenia podziałów naturalnych można używać dwóch metod: indukcyjnej i dedukcyjnej. Stosując metodę indukcyjną przeprowadzamy podział pewnego większego obszaru według każdej kategorji fizyczno-geograficznej z osobna; tym sposobem otrzymuje się szereg podziałów morfologicznych, hydrograficznych, klimatycznych i t. p., których granice będą się między sobą mniej lub więcej różniły. Podziały te należy następnie skom-

http://rcin.org.pl

binować, zaprowadzić między nimi pewien kompromis i dojść tym sposobem w końcu do podziału na obszary lub dzielnice geograficzne czy klimatyczne.

Można też użyć metody drugiej — dedukcyjnej, według której trzeba mniej lub więcej intuicyjnie odkryć lub wyczuć cechę główną kraju, jego qualité maîtresse, z którą inne byłyby ściśle związane, jej podporządkowane, z którejby inne wypływały. Znalazłszy taką cechę, któraby we wszystkich kategorjach zjawisk geograficznych danego obszaru indywidualnego odzywała się jako Leitmotiv, należy ją skrupulatnie sprawdzić na całokształcie faktów rzeczywistych".

Otóż wydaje się niewątpliwe, że stosowanie obu tych metod, zarówno indukcyjnej jak i dedukcyjnej, jest nader ważne w klasyfikacjach klimatycznych. Można uważać również jako bezsporne, że jako cechy główne w rozgraniczaniu typów klimatycznych posługiwać się praktycznie można prawie tylko przebiegiem temperatury i opadów. Gdy te ostatnie są szczególnie użyteczne dla poddziałów w obrębie głównych typów, to dla rozgraniczeń zasadniczych grup klimatycznych pozostaje praktycznie tylko temperatura powietrza.

Nie dążąc bynajmniej do nadania temperaturze charakteru wyłączności, pokażemy poniżej na przykładzie konkretnym, jak dogodnem narzędziem są tu mapy izoterm, a zwłaszcza izoamplitud obliczanych według różnicy temperatur średnich miesięcznych w okresie rocznym. W ogromnej większości wypadków odpowiada to różnicy między lipcem i styczniem; w obrębie wielkiej grupy klimatów umiarkowanych, a nawet krańcowych i suchych, dogodnie jest posługiwać się, zamiast izoamplitud, tylko temperaturą miesiąca najchłodniejszego. Zmiany temperatur średnich w zimie są tu bowiem, już na niezbyt wielkich przestrzeniach, o wiele szybsze niż dla lata.

Z Fig. 1 (zamieszczonej w streszczeniu francuskiem) wynika, że wartości amplitud, niedochodzące nawet do $2^0 5$ na równiku i w jego okolicach, wzrastają następnie w kierunku ku obu biegunom, ale zwłaszcza od wybrzeży wgłąb kontynentów. Najwyższą izoamplitudę 65^0 mamy w Syberji Wschodniej w okolicy Werchojanska; wartości od 40^0 wzwyż znajdujemy także w Ameryce Arktycznej i w Grenlandji. W związku z bardziej oceanicznym charakterem półkuli południowej mamy tu o wiele niższe wartości amplitud, niż na półkuli północnej.

http://rcin.org.pl

Na mapce fig. 1 wyróżnić się dają, w sposób naturalny i łatwy, następujące grupy izoamplitud:

wartości do 2°5	izoamplitudy	okołorównikowe
od 2°5 do 10°	„	oceaniczne
od 10° do 25°	„	przejściowo-morskie
od 25° do 40°	„	lądowe
powyżej 40°	„	skrajnie kontynentalne

Izoamplitudy oceaniczne obejmują, jak to już wskazuje sama ich nazwa, przedewszystkiem przestrzenie morskie, sięgając do 60°S na półkuli południowej. Na Atlantyku amplituda 10° dochodzi nawet do szerokości geograficznej 70°N pod wpływem prądu zatokowego (Gulfstream), gdy na Pacyfiku jest ona wygięta daleko mniej i sięga 50°N tylko od strony wybrzeży zachodnich Ameryki Północnej.

Na lądach amplitudy do 10° obejmują tylko wąskie skrawki wybrzeży lub też niewielkie pasy przejściowe między grupami międzyrównikową i oceaniczną.

Bardzo ważne znaczenie, także z punktu widzenia klasyfikacji klimatów, ma grupa trzecia, przejściowo-morska, z amplitudami od 10° do 25°. W Europie obejmuje ona całą część zachodnią i środkową włącznie z Norwegją i częścią Szwecji. Kończy się ona blisko dawnych kresów wschodnich Rzeczypospolitej, przebiegając w przybliżeniu koło 28-go południka na wschód od Greenwich (por. Fig. 2).

Ta izoamplituda 25° okrąża następnie morze Czarne, robiąc silny łuk ku wschodowi w kierunku stepów środkowo-azjatyckich, aby podążyć następnie ku Indochinom i Japonji.

W obrębie Europy izoamplituda 25° biegnie od morza Lodowego, wgina się w morze Białe i, okrążając Laponję, przecina Finlandję i poprzez zatokę Fińską podąża ku morzu Czarnemu, nieco na wschód od kresów wschodnich Polski.

Poza wschodem Europy i Laponją, amplitudy powyżej 25° (por. Fig. 2) spotykamy na nizinie Węgierskiej oraz na półwyspie Bałkańskim. Terytorja te wyróżniają się więc swym charakterem nieco bardziej lądowym pośród atlantycko-europejskich dzielnic klimatycznych.

Wspomnimy, że wartości izoamplitud zależą nieco od wyniesienia terenu; różnice są jednak dość zmienne, a spadek amplitudy wraz z wysokością nie przenosi zazwyczaj 3 stopni do wysokości 3 km nad poziomem morza.

W Europie amplituda roczna temperatur średnich miesięcz-

http://rcin.org.pl

nych waha się, w przeciętnej ogólnej, koło 20° wzrastając od zachodu ku wschodowi. Tak np., gdy dla Wielkiej Brytanji przyjąć można przeciętnie 10°, dla Francji 17°, dla Hiszpanji i Włoch powyżej 18°, dla Polski 23°, dla Węgier i Szwecji koło 23°, to dla Rosji Europejskiej wypada koło 40°, a dla Syberji w przecięciu nawet koło 50°. (Zob. fig. 2 w streszczeniu francuskiem).

Wartość 25°, oddzielającą izoamplitudy grupy przejściowo-morskiej od grupy lądowej, oddziela zarazem Rosję od Polski, która należy w całości do klimatów przejściowo-morskich (atlantycko-europejskich), leżąc już jednak na ich rubieży swemi kresami wschodniemi.

Gdyby nie opady, same już mapy izoamplitud mogłyby się prawie nadawać do rozgraniczeń klimatycznych. Jednak konieczność uwzględniania również przebiegu opadów, zmusza do pewnych modyfikacji w ogólnym schemacie klasyfikacyjnym, do czego właśnie przechodzimy.

VI. Schemat ogólny klasyfikacji klimatów
z zastosowaniem bliższem do Europy.

Cały materjał spostrzeżeń daje się już, w całokształcie ogólnym, sprowadzić do pięciu zasadniczych grup klimatycznych, które wyodrębnić można według następującego schematu:

Grupy zasadnicze.	Główne odgraniczenia grupowe:
I. gorąca . . .	Temperatura średnia 3 najchłodniejszych miesięcy od 20° wzwyż.
II. sucha	Opady poniżej granicy suszy, stale lub przeważnie w ciągu roku
III. umiarkowana .	Temperatura najchłodniejszego miesiąca od 15° do — 5°, lub nie więcej jak 4 miesiące o temperaturze przeciętnej poniżej 0°.
IV. krańcowa . . .	Miesiąc najchłodniejszy poniżej — 5°, najcieplejszy powyżej 10°.
V. śnieżna . . .	Miesiąc najcieplejszy poniżej 10°.

Co do granicy suszy, to odnośne warunki graniczne omawiane były już wyżej w klasyfikacji Martonne'a; kryterjami podobnemi posługiwał się także Köppen.

Po rozpatrzeniu najważniejszych i najczęściej występujących odmian klimatów dochodzimy z kolei do utworzenia 10 głównych typów.

http://rcin.org.pl

System dziesiętny
głównych typów klimatycznych.

Grupy:		Typy:
gorące	I	1. wilgotno-tropikalne
	I x	2. sawan tropikalnych
suche	II x	3. pustynne
	II	4. stepowe
umiarkowane	III x	5. z suchą zimą
	III . x	6. z suchem latem
	III	7. opady całoroczne
krańcowe	IV	8. zima śnieżna
	IV x	9. zima pogodna
śnieżne	V	10. lato chłodne.

Podane, po nazwach grup, symbole . oraz x służą do krótkiego oznaczania typów klimatycznych w nomenklaturze rzymskiej I do V.

Z powyższych typów głównych występują w Europie z grupy umiarkowanej III typy: 7. opady całoroczne, 6. suche lato; z grupy suchej II typ: 4. stepowy; z grupy krańcowej IV typ: 8. z zimą śnieżną.

Gdy grupa I (gorąca) wcale nie jest reprezentowana w Europie, to grupę V (śnieżną) z latem chłodnem odnajdujemy tylko bądź w okolicach wysokogórskich, bądź też na skrawku wybrzeży północno-wschodnich Rosji Europejskiej od strony Oceanu Lodowatego.

Z powyższych typów głównych 7, 6, 4 i 8 wydzielić można z kolei, na kontynencie europejskim, następujące dzielnice klimatyczne:

Atlantycko-europejskie: 7^1 i 7^1bis nadbrzeżna atlantycka, 7^2 i 7^2bis przejściowo-morska, 7^3 i 7^3bis wewnętrzno-europejska.

Śródziemnomorskie (Typ 6) z odmianami: 6^1 — zachodnia, 6^2 — środkowa, 6^3 — wschodnia.

Stepowe (Typ 4) europejskie z odmianami: 4^1 — środkowa hiszpańska, 4^2 — czarnomorska.

Kontynentalne (Typ 8) europejskie z odmianami: 8^1 — środkowo-rosyjska, 8^2 — północno-wschodnia, 8^1bis — szwedzko-fińska.

Grupa śnieżna (V) występuje w okolicach wysokogórskich Europy, głównie w Alpach; na dostatecznie wielkich wyniesie-

http://rcin.org.pl

niach nad poziom morza odnajdujemy tu, prócz typu 10 z latem poniżej 10^0, także typ 10bis wiecznego śniegu z temperaturami średniemi miesięcznemi stale poniżej 0^0.

Powyżej wyszczególnione dzielnice klimatyczne w Europie są przedstawione graficznie na mapie fig. 3 (w streszczeniu francuskiem).

W typie atlantycko-europejskim dzielnica przejściowo-morska (7^2) oddzielona jest od nadbrzeżnej atlantyckiej (7^1bis), licząc się z przebiegiem izotermy styczniowej 0^0 dla nizin oraz liczbą dni ze śniegiem nieprzenoszącą 30 w ciągu roku. Przypomnijmy, że dla rozgraniczenia grupy umiarkowanej III od krańcowej II (między typami 7 i 8 na mapie Fig. 3) stosuje się izotermę — 5^0 dla miesiąca najchłodniejszego. Przebieg tej izotermy dość blisko odpowiada liczbie rocznej 60 dni ze śniegiem, a także nie różni się zbytnio od amplitudy 25^0 w jej części położonej na wschód od granic Polski.

Gdy izoamplituda ta spada poniżej 15^0, mamy na wybrzeżach zachodnich otwartych od strony Atlantyku dzielnicę 7^1.

W typie kontynentalnym (Typ 8) oddzielamy, na mapce Europy, dzielnice 8^1 i 8^2 izotermą styczniową — 10^0.

Jak widzimy z powyższego Europa nie przedstawia jednolitego typu klimatycznego, a zwykle jej nadawany charakter oceaniczny przypada przedewszystkiem w udziale typom atlantycko-europejskiemu i śródziemnomorskiemu, obejmującym połowę zachodnią oraz środek naszego kontynentu.

W Europie Zachodniej występuje wyraźnie i dobitnie wpływ klimatyczny oceanu i jego mórz drugorzędnych, które jak np. Bałtyk, są szczególnie miarodajne dla Polski. Mamy tu mniejsze (od mniejwięcej 10^0 do maximum 25^0) wahania temperatur średnich miesięcznych w okresie rocznym oraz naogół wystarczające, a częstokroć nawet obfite, opady we wszystkich porach roku. Natomiast Europa Wschodnia wykazuje bliższe podobieństwo raczej z Syberją Zachodnią, niż z takąż częścią Europy. Wahania temperatury są tu wielkie, a i opady oraz wilgotność wykazują duże różnice w poszczególnych porach roku.

W Europie Południowo-Wschodniej mamy już prawie wyraźny okres suszy, który narusza tak ważną cechę klimatu Europy, polegającą na występowaniu opadów we wszystkich miesiącach. Ten stepowy typ klimatyczny, występujący także w środku półwyspu Iberyjskiego, biegnie od Rumunji nad morzem Czarnem i znajduje w Azji bezpośrednio swój ciąg dalszy.

http://rcin.org.pl

Europa Południowa ma już charakter podzwrotnikowy w tem znaczeniu, że zajmuje pewne położenie pośrednie między obszarami między- oraz pozazwrotnikowemi; znajdujemy tu zmianę charakterystyczną od zimy łagodnej i mokrej, do suchego i upalnego lata. Te dziedziny podzwrotnikowe Europy Południowej posiadają wspólny typ klimatyczny z terytorjami śródziemnomorskiemi Azji Mniejszej i Afryki Północnej.

Przechodzimy teraz do ogólnej charakterystyki główniejszych dzielnic klimatycznych na kontynencie Europy.

Atlantycka dzielnica nadbrzeżna (7^1 i 7^1bis).

Ta dziedzina klimatyczna ogranicza się albo do właściwych wybrzeży (typ 7^1) albo też do obszarów pobliskich (7^1 bis), których stan i przebieg pogody jest już dość różny od przebiegu dalej w głębi lądu. Jak widzimy na Fig. 3 typ 7^1 występuje na wybrzeżu zachodniem Norwegji, w Irlandji oraz na wybrzeżach zachodnich Wielkiej Brytanji, dalej w Bretanji, a wreszcie, choć już słabiej, na holenderskich i duńskich wybrzeżach morza Północnego.

Atlantycka dziedzina nadbrzeżna sięga zatem od Norwegji do Francji Zachodniej, a więc prawie między 65 i 45 stopniem szerokości geograficznej. Wobec tak dużej rozległości południkowej ujawniają się w jej obrębie pewne różnice w przebiegu temperatury i innych czynników klimatycznych; nie są one jednak ani tak duże, ani tak zasadnicze, aby naruszyć jednolitość typu klimatycznego tej dzielnicy.

Klimat nadbrzeżny atlantycki można scharakteryzować krótko jako typ oceaniczny strefy pozazwrotnikowej lub umiarkowanej, będącej we wszystkich porach roku pod wpływem przesuwających się depresyj barometrycznych z należącymi do nich układami wirów powietrznych. Ponieważ niże te ciągną się zazwyczaj dość daleko od strony północnej, więc wybrzeża europejskie położone są najczęściej po ich stronie równikowej, a w związku z tem wieją tam zwykle wiatry zachodnie. Szczególnie liczne i głębokie minima barometryczne występują zwłaszcza w ciągu jesieni i zimy; mamy wtedy silne wiatry, niekiedy o charakterze dość gwałtownym. Podobny, choć mniej dobitnie wyrażony, układ prądów powietrznych bywa także na wiosnę i w ciągu lata.

W związku z tem znajdujemy tu opady we wszystkich porach roku; pochodzą one z szybko przesuwających się i nisko położonych chmur, gdy chmury kłębiaste i t. zw. burze cieplne są rzadkością w pasie nadbrzeżnym.

http://rcin.org.pl

Najwięcej pada tu w ciągu jesieni lub w zimie, daleko mniej w lecie, a zwłaszcza na wiosnę; jednak nie brak jest deszczu w żadnej porze roku. Dość znaczna wilgotność i zachmurzenie (przeciętnie powyżej 60%) i obfite opady we wszystkich porach roku oraz dość silne wiatry charakteryzują więc stan pogody nadbrzeżnych krain atlantyckich.

Latem niema tu upałów, usłonecznienie jest niewielkie; jesień i zima są, pod pokrywą chmur, stosunkowo ciepłe tak, że np. wyspa Wight posiada temperaturę zimową taką, jak i okolice jezior w Górnej Italji.

Wobec wysokich stosunkowo temperatur zimowych śnieg wogóle pada tu rzadko i szybko topnieje; najchłodniej bywa częstokroć w lutym (niekiedy nawet w marcu), a wogóle pora wiosenna należy do chłodnych i najmniej przyjemnych. Jest to w związku z topniejącemi wówczas masami lodowców w częściach północnych Oceanu, wskutek czego i temperatura na wybrzeżach tylko powoli podnosi się ku wiośnie.

W związku z rozwojem roślinności zależnie od temperatury można, wraz z Hettnerem, podzielić wybrzeża atlantyckie na następujące części:

a) wybrzeża Norwegji Północnej (od $\varphi = 55$ N), w której już brak drzew owocowych;

b) wybrzeża Norwegji Środkowej oraz Szkocji Północnej, gdzie (zwłaszcza w głębi fjordów w miejscach bardziej zacisznych) dojrzewają już wiśnie i niektóre inne drzewa owocowe;

c) wybrzeża Irlandji, a zwłaszcza części południowe Irlandji i Anglji oraz wreszcie

d) wybrzeża zachodnie Francji (a także północne Hiszpanji) odznaczające się już tak łagodnym przebiegiem temperatury zimowej, że mamy tam wiecznie zielone drzewa.

Poza wąskim pasem nadbrzeżnym charakterystycznym dla dzielnicy 7^1 mamy w kierunku kontynentu poddział 7^1 bis. Jak to zwykle bywa podczas przejścia z morza na ląd, cały układ cyrkulacji atmosferycznej ulega zmianom zależnym od silniejszego tarcia mas powietrznych o powierzchnię ziemi z jej różnolitą konfiguracją terenu oraz wskutek silniejszych ochłodzeń gruntu w porze zimowej i nagrzewania się w lecie.

Prądy powietrzne są stalsze w głębi lądu niż na wybrzeżach, a zarazem zwiększają się amplitudy temperatury. W miarę posuwania się wgłąb lądu wzrastają deszcze letnie, a półrocze letnie daje, w przeciwieństwie do stosunków na Atlantyku, już wyższe

http://rcin.org.pl

sumy opadów niż półrocze zimowe. Wogóle jednak wysokości roczne opadów, które dochodzą, a nawet miejscami przekraczają 1 metr na wybrzeżach, słabną w miarę posuwania się na wschód; wynoszą one przeważnie 500 do 800 mm na rok w Europie Zachodniej.

W dzielnicy 7^1 bis można z kolei rozróżniać cały szereg poddziałów mniejszych. Za cechę odróżniającą uważać tu można większy lub mniejszy czas trwania chłodów zimowych, a zarazem posiłkować się w celach łatwiejszej orjentacji przebiegiem niektórych ważnych linji wegetacyjnych, tych niejako żywych termometrów. Dla Europy szczególnie ważne są granice uprawy winogron, kukurudzy, a także występowania buków, dębów i t. p.

Dzielnica klimatyczna przejściowo-morska.

Dzielnicę tę nazwać można także bałtycko-polską (Typ 7^2 i 7^2bis na Fig. 3).

Trzy przyczyny składają się głównie na uprzywilejowane stanowisko Europy pod względem termicznym. Są to mianowicie zachmurzenie, które dla całej Europy jest mniejsze w lecie niż w zimie, dalej wiatry zachodnie i południowo-zachodnie, wiejące z oceanu i przeważające w większej części Europy; najważniejszą zaś przyczyną jest wyjątkowy nadmiar ciepła w warstwie powierzchniowej Atlantyku Północnego, zwłaszcza między Szkocją, Irlandją a Norwegją. Występuje to wyraźnie na mapach izanomal, które wykazują izanomalę dodatnią nie tylko dla stycznia (z górą 25^0), ale i dla lipca (koło 2^0 w bliskości wybrzeży północnych Norwegji).

Szczegółowsze mapy izanomal Europy [1]) wskazują, że w Polsce izanomala dodatnia wynosi w styczniu 10^0 na wybrzeżach Bałtyku; spada ona stopniowo ku południo-wschodowi (Warszawa $+ 6^0$, Kijów $+ 2^0$, Odessa $+ 1^0$). Reguła, według której morza są w porze zimowej cieplejsze od przyległych kontynentów, sprawdza się dla Bałtyku i dla morza Czarnego.

W lipcu izanomale (stale dodatnie w Polsce i na Bałtyku) wzrastają z zachodu ku wschodowi od $+ 1^0$ na linji Odry do $+ 3^0$ na wschód od Dniepru. W przeciwieństwie jednak do zimy morza Bałtyckie i Czarne są w lecie stosunkowo mniej nagrzane od krajów przyległych.

[1]) W zaznaczonej już powyżej publikacji p. t. „Nowe Izotermy Polski, Europy i kuli ziemskiej" podane są izanomale Europy dla wszystkich miesięcy i dla roku, w formie mapek dodatkowych na mapach izoterm miesięcznych i rocznych.

http://rcin.org.pl

A więc jedną z cech charakterystycznych klimatu przejściowo-morskiego (bałtycko-polskiego) jest izanomala termiczna stale dodatnia. Stopień tego uprzywilejowania termicznego maleje jednak od Bałtyku ku morzu Czarnemu, jak to widać z poniższego zestawienia:

wartość izanomal dla	zimy	wiosny	lata	jesieni	roku
Wybrzeże Bałtyku	9^0	4^0	2^0	4^0	5^0
Niż środkowo-polski	5^0	3^0	2^0	2^05	3^0
Okolice Odessy	2^0	0^0	1^0	2^05	1^0

Na wybrzeżach morza Czarnego wartości izanomal osiągają minimum na wiosnę. Na Bałtyku minimum jest w lecie, lecz wiosna jest nieco mniej uprzywilejowana, niż jesień, gdy w Polsce Środkowej stosunki te są odwrotne pod tym względem.

Izoamplituda 25^0, obliczana według różnic temperatur średnich dla miesięcy skrajnych w okresie rocznym, nadaje się dobrze, obok temperatury średniej miesiąca najchłodniejszego, do oddzielenia klimatów morskich od kontynentalnych. Na mapie izoamplitud widać, że ta linja graniczna biegnie mniejwięcej wzdłuż 28-go południka na wschód od Greenwich, dalej koło Dniepru aż do Kijowa, skąd — po pewnym zwrocie ku Karpatom, skręca na wschód wzdłuż wybrzeży czarnomorskich.

Dzielnice wewnętrzno-europejskie (7^3 i 7^3 bis).

Jak to widzimy na Fig. 3 część przedalpejska obejmuje tu Francję południowo-zachodnią oraz wybrzeża północne Hiszpanji. Tą dzielnicę (7^3) możnaby nazwać gaskońsko-kantabryjską w odróżnieniu od części pozaalpejskiej (7^3 bis), do której należą Włochy Górne wraz z częścią górzystą Włoch Środkowych, a dalej kraje bałkańskie oraz naddunajskie, prócz jednak znacznej części Rumunji od morza Czarnego.

W dzielnicach wewnętrzno-europejskich lato jest bardziej upalne oraz suchsze niż w dzielnicach 7^1 i 7^2. Pod tym względem zbliża się dzielnica 7^3 do śródziemnomorskiej (Typ 6), a dzielnica 7^3 bis do czarnomorskiej (Typ 4).

Dzielnice europejskie stepowe (4^1 i 4^2).

Gdy dzielnice poprzednie (nadbrzeżna atlantycka 7^1, przejściowo-morska 7^2 i wewnętrzno-europejska 7^3) stanowią części składowe jednego i tego samego typu atlantycko-europejskiego (Typ 7) o charakterze oceanicznym, to dzielnice środkowo-hiszpańska 4^1 oraz czarnomorska 4^2 należą już do odmiennego typu kli-

http://rcin.org.pl

matycznego (Typ 4), o charakterze bardziej suchym i kontynentalnym. Typ ten obejmuje z jednej strony wnętrze półwyspu Iberyjskiego, a z drugiej strony Rumunję, Ukrainę i dalej kraje nad morzem Kaspijskiem oraz dziedziny w Azji.

Znajdujemy tu nieco większe amplitudy temperatur, ale przedewszystkiem różny charakter pod względem przebiegu rocznego opadów. W obrębie tego typu klimatycznego przebiega tak ważna pod każdym względem granica lasów, a wraz z ubóstwem opadów występują stepy. Pora sucha uwydatnia się zwłaszcza w południowo-wschodnim kącie Europy w pobliżu morza Kaspijskiego. Upały letnie trwają już tam dłużej niż trzy miesiące, temperatura w zimie jest niska, a opady roczne zniżają się do 250, a nawet 200 mm, przyczem wysokości miesięczne nie przekraczają przeważnie 25 mm. Strata przez wyparowanie przewyższa sumy opadowe, co odbija się wybitnie na wodostanie i wegetacji.

Obok upałów letnich chłody zimowe są tak znaczne, że powstaje z tego powodu paromiesięczna przerwa wegetacji w całej dzielnicy czarnomorskiej. W podziale na pory roku charakterystycznie występują tu zwłaszcza trzy okresy: upalny i suchy środek lata, długa i chłodna zima oraz ciepła i dżdżysta wiosna, a także początek lata.

W Rumunji, a częściowo nawet na Węgrzech stosunki są nieco odmienne z przebiegiem łagodniejszym; podpadają one jednak pod ogólny typ klimatyczny dzielnicy czarnomorskiej, różnej pod względem klimatu od typu atlantyckiego w jego odmianach zarówno zachodniej jak i bałtycko-polskiej.

Dzielnice europejskie kontynentalne.

Prócz Rosji Środkowej do typu tego należy i północ Europy, od Laponji w kierunku do Nowej Ziemi. Zauważymy jednak, że wybrzeża wschodnie morza Białego oraz dalej na wschód położone wybrzeża nad Oceanem Lodowatym należą już do typu podbiegunowego klimatów, o którym tutaj bliżej mówić nie będziemy.

W typie europejskim kontynentalnym rozróżnić możemy dzielnice: środkowo-rosyjską 8^1 i północno-wschodnią 8^2. Występują tu zwłaszcza lasy iglaste i brzozy, które dopiero ku północy ustępują powoli miejsca tundrze bezleśnej.

W Rosji występuje już dobitnie charakter kontynentalny klimatu z jego ostremi nader przeciwieństwami od zimy do lata. Okres ciepły z temperaturą średnią miesięczną powyżej 10^0 C kur-

http://rcin.org.pl

czy się coraz bardziej, a zato występuje coraz dłuższa i coraz bardziej surowa zima, w miarę, jak posuwamy się ku wschodowi.

Dzielnice klimatyczne typu śródziemnomorskiego.

Odmienne te zupełnie pod względem klimatycznym dzielnice charakteryzują się łagodnemi zimami oraz upalnem i suchem latem. Zależy to przedewszystkiem od położenia krain śródziemnomorskich względem t. zw. maximum barometrycznego azorskiego. W lecie, gdy to maximum podzwrotnikowe przesuwa się ku północy, mamy na morzu Śródziemnem pogodę jasną i suchą; natomiast w chłodniejszej porze roku, gdy maximum azorskie leży dość daleko na południe, panuje w obszarze śródziemnomorskim pozazwrotnikowy układ prądów powietrznych z depresjami barometrycznemi tak, jak wogóle w Europie Zachodniej. W związku z niższem ciśnieniem w zimie na morzu Śródziemnem i jego odnogach, powstają tam częstokroć ostre wiatry jak np. mistral i bora.

Letnia pora suszy jest szczególnie charakterystyczna dla typu śródziemnomorskiego, który od Portugalji i wybrzeży wschodniohiszpańskich sięga aż do wybrzeży Krymu i Kaukazu. W związku z tem rozróżniamy tutaj cały szereg pomniejszych dzielnic, o których była już powyżej wzmianka.

Literatura.

Supan A. a) Die Temperaturzonen der Erde. „Pet. Geogr. Mitt.", 1879.
b) Grundzüge der physischen Erdkunde. 1887—1916. 1—6 Aufl. 7 Aufl. (W. Georgii).

Hult R. Jorden's Klimatomraden Forsök till en indelning of Jordytan efter Klimatiska Grunder. „Medd. at Geograf. För. i Finland" Helsingfors, 1892—93. (Ref. Met. Zt. 1893).

Ravenstein E. G. The geographic distribution of relative humidity. „Rep. Brit. Assoc.", 1900.

Herbertson A. J. a) The Major Natural Regions „Geogr. Journ." XXV, 1905.
b) The Senior Geography, Oxford, 1907.

Ward R. de C. a) The climatic zones and their subdivisions. „Bull. Amer. Geogr. Soc.", July, 1905.
b) The classifications of climates. Ibidem, Aug., 1906.

Flahault Ch. Les progrès de la géographie botanique depuis 1884, son état actuel, ses problèmes. „Progressus rei botanicae", I, 1906.

Martonne E. de. Traité de géographie physique. Paris, 1909.

Penck A. Versuch einer Klassifikation auf physiogeographischer Grundlage. „Sitzber. Preuss. Akad. Wiss.", Berlin, 1910.

Brunhes J. Géographie humaine. Paris, 1912.

Gorczyński Wład. Nowe Izotermy Polski, Europy i Kuli ziemskiej. Nou-

http://rcin.org.pl

velles isothermes de la Pologne, de l'Europe et du globe terrestre. Pam. Fizj. Warszawa, 1918.
Philippson A. Grundzüge der allgemeinen Geographie. 1921.
Wagner Herm. Lehrbuch der Geographie. 10 Aufl., Hannover, 1922.
Lundegardh. Klima und Boden in ihrer Wirkung auf das Pflanzenleben. Jena, 1925.
Köppen. W. a) Die Wärmezonen der Erde etc., D. Meteor. Zeitschr. 1884.
b) Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. „Geogr. Zeit.", 1900.
c) Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahreslauf. „Pet. Geogr. Mitt.", 1918.
d) Grundrisz der Klimakunde. Berlin, 1931.
e) Klimakarte der Erde. 1 : 20 Mill. (Köppen et Geiger).
Hettner A. Die Klimate der Erde. Leipzig, 1930.
Stepanoff B. Versuch zur Darstellung einer parallelen Klassifikation der Klimate und der Vegetationstypen. Sofia, 1930.
Passarge S. Vergleichende Landschaftskunde. Berlin, 1921—1930.
Alt E. Klimakunde von Mittel- und Südeuropa. Berlin, 1932.
Szymkiewicz D. Etudes climatologiques. Acta Soc. Botanic. Poloniae. Warszawa, 1923—1929.
Thornthwaite C. W. The climates of the Earth. Geogr. Rev. 1931, 1933.

Résumé.

Introduction. Le continent européen n'est pas homogène dans son ensemble au point de vue climatique. A part le bassin méditerranéen jouissant d'un climat spécial, on peut diviser l'Europe surtout en deux parties naturelles: occidentale et orientale, lesquelles correspondent, assez près, aux deux grandes divisions climatiques, notamment atlantique et continentale.

La limite entre ces deux divisions court de sorte que la Pologne, bien qu'appartenant encore à la division atlantique, touche à l'Est et au Nord-Est à la division continentale pour s'approcher au Sud-Est des steppes de la mer Noire.

Comme nous disons encore plus loin, cette limite climatique peut être obtenue, d'une manière assez concordante, par différentes méthodes. Prenant les variations annuelles des moyennes mensuelles de la température de l'air, c'est l'amplitude de 25° qui est utile à considérer. D'autre part, la marche de l'isotherme — 5° pour le mois le plus froid d'hiver et, aussi, le nombre total de jours avec de la neige au cours de l'année, conduisent aux limites également concordantes. Une autre méthode consiste encore dans l'emploi des isanomales.

Quand on connaît les températures moyennes pour les différentes parallèles, il est facile de calculer les écarts entre la température (mensuelle et annuelle) effectivement observée à chaque

http://rcin.org.pl

point du globe et celle qui correspond en moyenne à la latitude géographique de l'endroit considéré. On obtient ainsi les cartes des isanomales de la température de l'air dont l'examen est aussi très utile pour délimiter les régions climatiques.

Il est naturel que les divisions (p. ex. océanique, maritime de transition et continentale) correspondent aux variations successives et caractéristiques au point de vue des isanomales. Il suffit de mentionner ici que, p. ex. en hiver, les côtes atlantiques (françaises) et même baltiques (allemandes et polonaises) accusent environ + 10° comme excédent; on trouve par contre l'isanomale de — 5° en Russie du côté de l'Oural.

Vu que les limites climatiques ne se présentent pas dans la nature sous la forme d'une ligne strictement délimitée, mais plutôt comme une bande de transition, plus ou moins large, il ne paraît pas à priori utile de pousser trop loin la délimitation des climats ou de se servir des conditions-limites trop rigoureusement appliquées.

D'autre part, l'usage — pour les grandes divisions climatiques — des valeurs trop individuellement choisies (comme p. ex. de l'isotherme — 3° ou — 2° préferée par Köppen ou de l'isoamplitude 23° de feu Wojejkow) prête trop à l'arbitraire. Le choix de Köppen de l'isotherme — 3° ou — 2° (pour le mois le plus froid de l'année) paraît particulièrement mal choisi; et cela d'autant plus qu'il s'agit ici de la délimitation des grands groupes climatiques et notamment du groupe tempéré et continental.

Au lieu de cela il faudrait plutôt opter pour — 5° ou 0°; parmi ces deux valeurs c'est — 5° qui s'impose immédiatement vu que les périodes avec la température moyenne, égale ou voisine de 0°, oscillent encore beaucoup trop entre la pluie et la neige. Il ne convient donc pas de les ranger dans les climats du groupe continental caractérisé par les hivers suffisamment froids.

Passons maintenant à un examen rapide des différentes classifications et à l'établissement d'un système décimal de types climatiques appliqué ensuite à la délimitation climatique du continent européen.

I. Divisions climatiques en Europe dans les classifications actuelles.

Parmi les classifications des climats, les plus connues jusqu'ici, citons celles de Hult, de de Martonne, de Penck, de Köp-
citons celles de Hult, de de Martonne, de Köppen, de
pen, de Hettner et de Thornthwaite. Voici les divisions,

http://rcin.org.pl

limitées au continent européen qui sont recommandées par ces auteurs.

D'après Hult.

Division de Gulfstream avec les sous-divisions:
- a — orientale (Russie Occidentale)
- b — moyenne (Allemagne et Pologne)
- c — occidentale (côtes atlantiques)

Mediterranéenne: canarienne, espagnole et caucasienne.

Sibérienne (de la Laponie, Russie Centrale et au-delà vers l'Asie Septentrionale).

Des Steppes (pontique, syrienne et ensuite vers l'Asie Centrale).

De la division arctique, on trouve seulement une portion réduite de la Russie Nord-Est vers l'Océan Glacial.

D'après de Martonne.

Divisions tempérées avec période froide
- D_1 — type breton océanique
- D_2 — parisien de transition
- D_3 — polonais continental
- D_4 — danubien sous-méditerranéen
- D_5 — des steppes ukrainiennes

Méditerranéenne: C_2 — portugais, C_3 — grec.

Climats frais: G_1 — norvégien, G_2 — sibérien

Climats froids: H_1 — sousartique, H_2 — alpin

D'après Penck.

Climat humide H avec les divisions:
- II 1 a — toute la partie centrale du continent européen.
- II 3 a — côtes occidentales
- II 2 b — côtes méditerranéennes

Dans la délimitation avec la Russie Occidentale Penck tient compte aussi bien de la marche de l'isotherme — 5° en décembre que du nombre de jours neigeux correspondant à 2 mois environ. Une telle limite coïncide bien avec celle que nous donnons plus bas dans notre schème (voir Fig. 3).

A part le climat humide H (type phréatique avec l'eau souterraine), on trouve en Europe quelques portions peu étendues du climat neigeux (N_1), sur les hautes montagnes et les côtes russes de l'Océan Glacial; on y trouve enfin la division (A I 1) du climat demi-sec caractéristique pour les steppes de la mer Noire.

D'après Köppen.

Groupe des climats modérés:

Cf — pluvieux (Europe Occidentale avec Norvège)

Cs — sec en eté (type méditerranéen)

http://rcin.org.pl

Groupe des climats des forêts avec la neige:
Df — typ russe.
Groupe des climats secs:
BS (steppes de l'Espagne Centrale et de la mer Noire).
Dans le groupe des climats neigeux, on distingue en Europe:
ET — taïga russe à l'extrême Nord-Est européen
EH — climat des hautes montagnes (au-dessus de 3 Km)
EF — de la neige éternelle, sporadiquement dans les hautes altitudes.

D'après Hettner.

Climat maritime
tempéré: côtes atlantiques depuis la Norvège, avec Islande et Irlande, ensuite en France et en Espagne.

Climat modéré continental:
- plus chaud (France, Allemagne, majeure partie de la Pologne)
- frais (Suède meridionale, pays baltiques et limitrophes)
- froid (Suède septentrionale, Finlande et la Russie du Nord).

Climat étésien
- plus sec (Espagne Centrale, côtes de la mer Noire).
- plus humide (côtes méditerranéennes)

Climat sous-arctique: dans les hautes montagnes et vers l'Océan Glacial.

D'après Thornthwaite.

Dans „Geographical Review" (Octobre 1931 et Juillet 1933), C. Warren Thorntwaite a développé un système assez compliqué bien que fort intéressant, de groupes climatiques. Il souligne que ni la classification de Köppen ni celle de de Martonne ne peuvent être considérées comme entièrement satisfaisantes, surtout pour la délimitation des climats locaux.

A lieu de l'indice d'aridité, introduit par Langen 1915 et proposé de nouveau par de Martonne, Thornthwaite introduit deux nouvelles fonctions climatiques qu'il appelle: „precipitation effectiveness" et „temperature efficiency".

Ces fonctions dont le calcul est indiqué en détails dans „Geographical Review" (l. c.), tiennent aussi compte de l'évaporation. Rappelons que l'importance de ce facteur fut, à maintes reprises, soulignée par les botanistes (le „quotient hygrométrique" de Transeau, de Szymkiewicz ou de Meyer), sans qu'une solution pratique de ce problème ait pu être trouvée jusqu'ici.

Sans pouvoir entrer ici dans les détails de 32 différents groupes

http://rcin.org.pl

climatiques, préconisés par Thornthwaite, disons que l'application de son système n'est pas toujours commode, au moins pour le continent européen.

On y trouve, d'après ce système américain, principalement les groupes suivants:

Groupe 18 („subhumid", „microthermal", tous les mois pluvieux) Ce groupe embrasse le Nord de l'Allemagne et de la Pologne, s'étendant ensuite fort loin vers l'Oural.

Groupes 3, 6 et 9 („humid", „microthermal", tous les mois pluvieux) qu'on trouve à l'Ouest et à l'intérieur du continent européen.

Les rives méditerranéennes appartiennent au groupe 16 ("subhumid", „mesothermal" avec pluies d'hiver). Vers l'Océan Glacial on trouve par contre les groupes extrêmes: 30 („taiga") 31 („tundra") et même 32 („perpetual snow and frost").

Dans tous les systèmes de classification dont nous venons de parler, on trouve, malgré certaines différences beaucoup de traits communs, lesquels, comme importants et naturels, ne peuvent jamais manquer dans les délimitations climatiques.

Il ne peut pas être question de ne pas employer les divisions si couramment utilisées, comme maritime, continentale, désertique, tropique ou arctique; la difficulté consiste plutôt dans la délimitation judicieuse de ces divisions d'après certaines conditions. Ces limites, tout en reflétant la qualité maîtresse de régions considérées ne doivent pas être, d'autre part, ni trop rigides ni trop rigoureusement posées et appliquées. Il faut en effet tenir compte de ce fait que le passage d'une division climatique à une autre n'est jamais brusque dans la nature.

Il n'y a pratiquement que la température et les précipitations qui peuvent utilement servir, au moins dans l'état actuel de la climatologie, pour la délimitation des climats. Tandis que les précipitations sont surtout précieuses pour les divisions secondaires, il ne reste que la température pour l'établissement des grands groupes climatiques.

Sans préconiser un emploi trop exclusif du facteur thermique, nous allons montrer, combien utiles sont les cartes d'isothermes dans la délimitation des climats. Prenons, comme exemple, les isoamplitudes, calculées comme variations des températures moyennes mensuelles au cours de l'année ce qui correspond, dans la plupart des cas, aux différences entre juillet et janvier. Dans le groupe des climats tempérés p'utilisation d'un seul mois d'hiver et notamment du mois le plus froid. est souvent également utile et suffisant; cela

http://rcin.org.pl

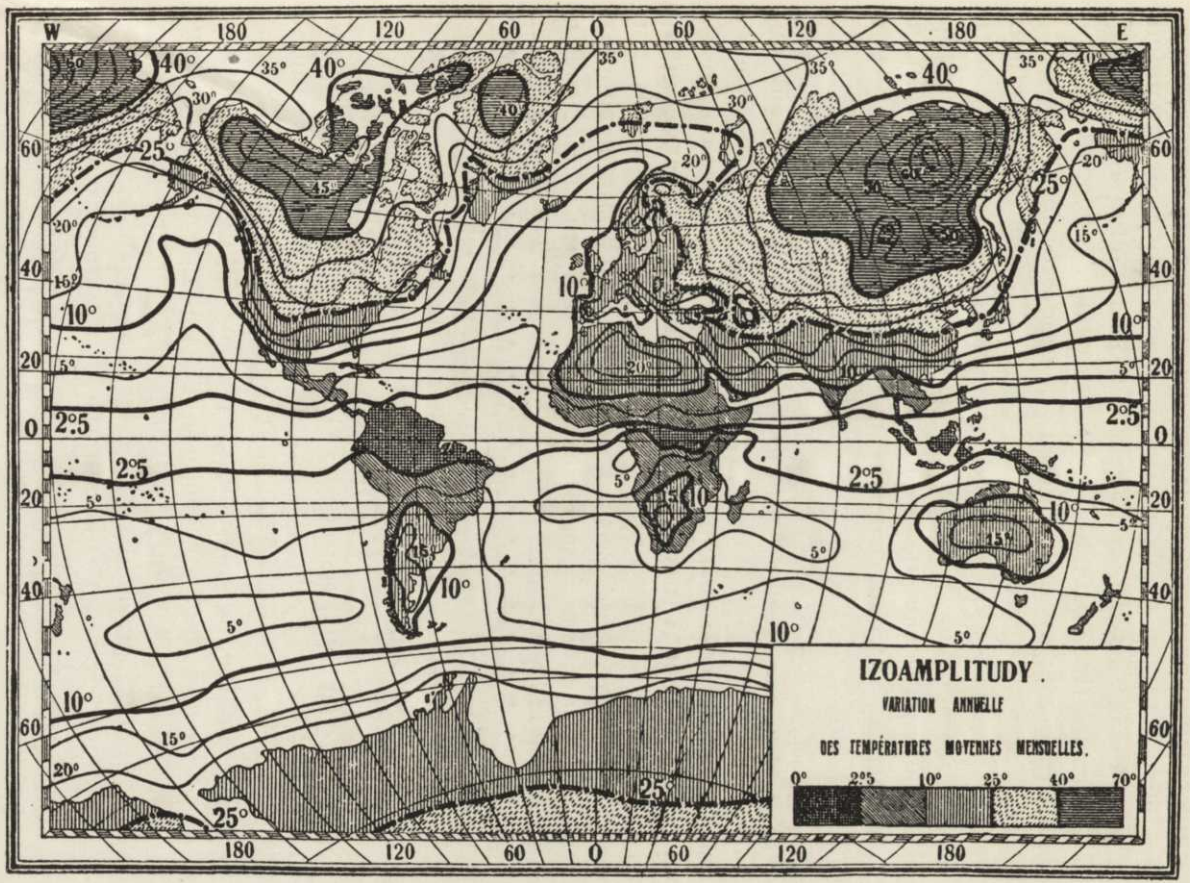

Fig. 1. Amplitudes de la varation annuelle des températures moyennes mensuelles.

http://rcin.org.pl

s'explique par le fait que—tandis que l'intensité du froid d'hiver augmente assez rapidement même pour les distances relativement restreintes— les températures moyennes d'été varient beaucoup moins.

Dans la carte [1]) des variations annuelles de la température de l'air sur le globe (Fig. 1) se dessinent, d'une manière naturelle les cinq groupes suivants:

amplitudes jusqu'à $2^0 5$	groupe	équatorial
„ de $2^0 5$ à 10^0	„	océanique
„ de 10^0 à 25^0	„	maritime de transition
„ de 25^0 à 40^0	„	continental
„ au-dessus de 40^0	„	continental extrême

Les valeurs de l'amplitude ou de la variation annuelle ont été calculées d'après les moyennes mensuelles de la température de l'air pour les mois extrêmes (juillet-janvier dans la plupart de cas).

Comme on le voit sur la carte (Fig. 1), le groupe océanique règne sur les océans atteignant 60 S à l'hémisphère austral et jusqu'à 70 S à l'hémisphère boréal (influence du Gulfstream).

Sur les continents les amplitudes de $2^0 5$ à 10^0 n'embrassent pas beaucoup plus que les parties littorales, ou bien forment les petites zones de transition entre les deux groupes: équatorial (jusqu'à $2^0 5$) et maritime de transition (de 10^0 à 25^0).

Le dernier groupe est particulièrement important; il embrasse toute l'Europe occidentale (y compris une partie de la péninsule scandinave) et finit un peu à l'est des limites orientales de la Pologne, en longeant le méridien 28^0 E Greenw. L'amplitude-limite de 25^0 (voir Fig. 2) entoure ensuite la mer Noire décrit un grand arc en Asie Mineure et court dans la direction orientale vers l'Indochine

---

[1]) La carte des isoamplitudes est reproduite (voir Fig. 26, page 225) d'après la publication de l'auteur sous le titre:

„Nouvelles isothermes de la Pologne, de l'Europe et du globe terrestre, avec un supplément sur le caractère climatique de la Pologne" (avec 37 figures dans le texte et 43 cartes des isothermes mensuelles et annuelles). Texte en polonais (pp. 1—195) et en français (pp. 196—286). Varsovie, 1918. Voir également: 1. Sur quelques traits caractéristiques du climat de la Pologne parmi les climats européens (Révue Géographique Polonaise, Varsovie, T. I, pp. 1—35. 1918); 2. Sur une méthode de calculer le degré du continentalisme en fonction de la température (Comptes rendus de la Société des Sciences de Varsovie; pp. 1—48, Varsovie, 1918). 3. Sur le calcul du degré de continentalisme et son application dans la Climatologie (Geografiska Annaler, H. 4, Stockholm, 1920). 4. Sur la situation climatique de la Pologne et sur son degré de continentalisme (Ciel et Terre, n-os 11—12, pp. 1—14, Bruxelles, 1922).

http://rcin.org.pl

et le Japon. On trouve aussi la variation de 25° sur les terrains bas de la Hongrie et en Bulgarie.

Sur l'hémisphère austral on trouve les amplitudes au-dessus de 25° exclusivement sur le continent arctique au-delà de 80° S. Sur cet hémisphère règne le groupe océanique, les variations de 10° à 20° se manifestant seulement sur les continents de l'Amérique et de l'Afrique du Sud ainsi qu'en Australie.

Fig. 2. Isoamplitudes en Europe.

Dans le Sahara, on voit les courbes fermées avec les variations annuelles de la température de 15° et 20°.

Une différence très importante se manifeste entre les océans et les continents. Tandis que sur ces derniers la variation annuelle de la température oscille autour de 5° entre 40 N et 60 S, on trouve pour l'Eurasie une moyenne de 33° et pour l'Amérique du Nord près de 30°.

L'accroissement de l'amplitude au fur et à mesure que l'on s'éloigne des océans, est bien évident dans les exemples suivants:

λ (Greenwich) . . .	140 W	120 W	100 W	80 W	60 W	
Amérique φ = 60 N .	24°	40°	40°	37°	28°	
λ (Greenwich) . . .	60 E	80 E	100 E	120 E	140 E	160 E
Asie φ = 60 N . . .	36°	43°	45°	55°	45°	35°

Les amplitudes diminuent un peu avec l'élevation du terrain; pour les Karpates on trouve p. ex. qu'une variation de 19° à 500 mètres passe à 16° à une altitude de 1,5 Km. En France on trouve 16½° à Toulouse, mais 13½° à Puy de Dome à 1,5 Km.

http://rcin.org.pl

La plus grande amplitude de la température se montre en Asie; en Europe elle oscille près de 20° en moyenne, en augmentant vers l'Est. Ainsi p. ex. on peut admettre une variation moyenne de 10° pour les îles de la Grande Bretagne, pour la France, un peu au-dessus de 18° pour l'Espagne et l'Italie, 23° pour la Pologne, presque 25° pour la Hongrie et la Suède; d'autre part, on trouve plus de 40° pour la Russie d'Europe et environ 50° pour la Sibérie.

De même que l'amplitude-limite de 25° sépare le groupe maritime de transition du groupe continental, les autres limites comme p. ex. 2°5 ou 10° se prêtent très bien pour délimiter, d'une manière naturelle, les régions intertropicales et maritimes.

Mais, comme il y a lieu de tenir compte, dans les classifications climatiques, non seulement des variations de la température de l'air mais aussi de la marche des précipitations au cours de l'année, notre schéma demande une certaine adaption dans ce sens. Sans perdre en vue la carte des isoamplitudes (Fig. 1 et Fig. 2), élargissons donc notre système par l'introduction des climats plus ou moins secs. Ce procédé, introduit par de Martonne et par Penck, suivi ensuite par Köppen, conduit à des résultats satisfaisants comme nous allons montrer dans la suite.

II. Système général des climats du globe terrestre et son application en Europe.

Pour qu'une classification des climats soit susceptible d'une application plus générale, il vaut mieux se borner à un nombre restreint des groupes et de les délimiter de manière aussi simple que possible.

Il faut donc se garder de pousser trop loin le schématisme et de ne pas introduire des délimitations rigides, trop rigoureusement établies. Procédant ainsi, on tient mieux compte des conditions géographiques naturelles qui n'admettent pas l'existence du passage trop brusque d'un climat à l'autre; d'autre part, on laisse le champ libre aux suggestions individuelles qui, tout en respectant le système général, facilitent l'emploi des sousdivisions plus adaptées aux problèmes et buts spéciaux envisagés par les chercheurs.

Guidé par ces considérations, on arrive à la conclusion que le nombre minimum des groupes fondamentaux pour un système général des climats du monde entier peut être fixé à 5. Voici le schéma en question:

http://rcin.org.pl

GROUPES FONDAMENTAUX:	DÉLIMITATIONS PRINCIPALES ENTRE LES GROUPES:
I. chaud . . .	Température moyenne au-dessus de 20° pour les trois mois les moins chauds.
II. aride . . .	Précipitations au-dessous de la limite de la sécheresse, pendant toute ou une partie de l'année.
III. tempéré . .	Température moyenne entre 15° et — 5° pour le mois le plus rigoureux de l'hiver, ou moins de 4 mois avec une température moyenne au-dessous de 0°.
IV. extrême . .	Le mois le plus rigoureux de l'hiver au-dessous de — 5°, le mois le plus chaud d'été étant au-dessus de 10°.
V. neigeux . .	Température moyenne n'excédant 10° dans aucun mois au cours de l'année. Quand la température n'excède pas 0°, on a la neige perpetuelle.

La question de la limite d'aridité se trouve traitée dans les écrits de MM. de Martonne et Penck; ces considérations ont été suivies et appliquées par Köppen et par d'autres auteurs.

Dans un climat aride l'évaporation dépasse les précipitations qui se trouvent ainsi en déficit. De Martonne introduit (voir „La Météorologie", Paris, Octobre 1926) une simple expression, sous la forme d'un indice d'aridité, qui simplifie la délimitation des climats arides (steppes et déserts); on se sert dans ce but d'une relation fort simple

$$p : (t + 10)$$

où p représente les précipitations annuelles en mm, tandis que t est la température moyenne annuelle en échelle centigrade.

Les valeurs de l'indice d'aridité montrent que les déserts accusent les valeurs de 0 à 5. Les valeurs de 6 à 20 sont caractéristiques pour les savannes et les steppes.

Comme l'a déjà montré E. Biel (Meteorologische Zeitschrift, 1927), l'indice d'aridité ne tient pas compte de la nature des précipitations, et notamment de la fréquence et de l'intensité de la pluie. Ainsi p. ex. deux stations, ayant les mêmes indices d'après de Martonne, peuvent être néanmoins fort différentes au point de vue de la végetation. Nous ne pouvons pas nous étendre ici davantage sur cette question.

L'examen des différents aspects des climats qu'on rencontre

http://rcin.org.pl

le plus fréquemment dans le monde entier, permet leur limitation à 10 types climatiques principaux. Voici l'énumération de ce système décimal des climats du monde.

Système décimal des types principaux de climats.

Types principaux et symboles:			Quelques symboles secondaires par groupe:
1. tropical humide	I•	Groupe chaud	I•× I•×′ I•×″
2. des savannes intertropicales	I×		
3. désertiques	II×	Groupe aride	II×= II×′
4. semi-aride (steppes) . . .	II•		II•× II×• II•+ II•–+
5. sec en hiver	III×•	Groupe tempéré	III×•+ III•×+ III•×′
6. sec en été	III•×		III•+ III•○ III•–
7. pluvieux	III•		
8. hiver neigeux	IV•	Groupe extrême	IV•+ IV•○ IV•–
9. hiver sec	IV×•		IV×•+ IV×•– IV×•–²
10. neigeux (frais même en été) passant à la neige perpetuelle	V×	Groupe neigeux	VH VH○○ V0⁰

Les symboles secondaires sont très utiles, sinon indispensables pour une délimitation plus détaillée des climats régionaux ou locaux. Sans vouloir entrer dans les détails que seront développés separément, donnons rapidement une courte liste des symboles en question.

1) Symboles concernant les variations saisonnières des précipitations.

• . . . précipitations suffisantes au cours de l'année
•× . . . rares en été ×• . . . rares en hiver
•×′ et ×•′ . . . saison principale de pluies déplacée vers l'automne (•′× . . . vers le printemps)
× . . . précipitations insuffisantes au cours de l'année
×′ . . pluies rares mais violentes et courtes.
L'abondance de la neige peut être symbolisée par *, la fréquence inaccoutumée de brouillard par = etc.

2) Symboles concernant la température de l'air.

+ . . . température moyenne mensuelle la plus élevée: (max.) > 20⁰.
○ . . . (max.) < 20⁰, au moins 4 mois > 10⁰.
— . . . seulement 1 à 4 mois > 10⁰.

http://rcin.org.pl

Les hivers très froids (min.) au dessous de — 35° peuvent être caractérisés par — ², les étés très chauds par + ². hivers doux par ○ +, hivers froids avec l'été chaud par — +, climat uniforme (faible amplitude des températures moyennes mensuelles) par ○○ etc. etc.

Pour les montagnes on peut ajouter le symbole H. On peut distinguer ainsi entre le climat neigeux V (p. ex. „toundra" des plaines septentrionales russes), le climat analogue des montagnes V H ou même V 0° quand la température moyenne mensuelle n'atteint pas même 0°.

Indiquons, à titre d'exemple, que les symboles les plus caractéristiques pour le continent européen III.○, III.— et III.+ se rapportent au type 7. Avec le „taïga" russe et scandinave nous passons déjà au symbole IV. — qui voisine avec le groupe V („toundra" du Nord-Est européen).

Dans le système décimal des types dont nous nous servons plus loin pour le continent européen, on trouve plus particulièrement:
a) du groupe tempéré (III) les types 7 (pluvieux) et 6 (sec en été)
b) du groupe aride (II) le type 4 (semi-aride)
c) du groupe extrême (IV) le type 8 (hiver neigeux).

Tandis que le groupe I (chaud) n'est pas représenté en Europe, on trouve quelques portions du groupe V (neigeux) disséminées dans les hautes altitudes des Alpes, des Karpates ou en Scandinavie. Le climat neigeux du même groupe V se retrouve aussi sur les côtes nord-est de la Russie vers l'Océan Glacial.

Comme l'on voit dans la Fig. 3, le continent européen peut être, au point de vue climatique, délimité de la manière suivante:

Délimitation climatique de l'Europe.

Divisions:	Régions climatiques:	
Atlantique Européenne (Type 7)	7^1, 7^1bis	atlantique côtière
	7^2, 7^2bis	atlantique de transition
	7^3, 7^3bis	intérieure européenne
Méditerranéenne (Type 6)	6^1	méditerranéenne occidentale
	6^2	„ centrale
	6^3	„ orientale
Semi-aride européenne (Type 4)	4^1	centrale ibérique
	4^2	steppes de la mer Noire
Continentale européenne (Type 8)	8^1, 8^1bis	de l'Est européen
	8^2	du Nord-Est européen

http://rcin.org.pl

Le type 10 du groupe neigeux V se manifeste dans les hautes altitudes, surtout dans les Alpes et les montagnes scandinaves.

On le retrouve sous deux formes: le type 10 avec la température moyenne mensuelle n'excédant 10° au cours de l'année et le

Fig. 3. Divisions climatiques en Europe d'après le système décimal (Types 1—10).

NB. Les régions montagneuses dont l'altitude dépasse 1 km, sont représentées en noir.

type 10 bis (de la neige éternelle) quand cette température n'arrive même pas à 0°.

Dans la division atlantique européenne (climats du type 7) la région atlantique de transition (7^2) est délimitée de la région atlan-

http://rcin.org.pl

tique côtière (7^1bis) en tenant compte du nombre de jours avec neige n'excédant 30 au cours de l'année et aussi de la marche de l'isotherme 0^0 en janvier. Rappelons que c'est l'isotherme -5^0 qui est employé pour la délimitation des groupes fondamentaux III (tempéré) du groupe II (extrême); cette valeur de l'isotherme du mois le plus rigoureux de l'hiver (janvier en général) correspond assez près au nombre annuel des jours de neige voisin de 60. De même, la marche de l'isoamplitude de 25^0 suit assez bien, à l'Est des confins entre la Pologne et la Russie, la limite établie d'après l'isotherme -5^0 et le nombre 60 des jours de neige.

Quand la variation des températures moyennes mensuelles au cours de l'année n'arrive pas à la valeur de 15^0 (isoamplitude de 15^0) nous trouvons la région côtière proprement dite (7^1) qui se dessine partout (Fig. 3) où l'influence océanique peut s'exercer librement sur le littoral.

Dans le groupe extrême IV (type 8) on peut diviser les régions 8^1 et 8^2 au moyen de l'isotherme -10^0 du mois d'hiver le plus rigoureux.

La situation de l'Europe est certainement favorisée au point de vue thermique. Déjà la circonstance que le degré de la nébulosité est considérable en Europe surtout en hiver (sauf dans le bassin méditerranéen), adoucit beaucoup les extrêmes. Une nébulosité plus grande amène un accroissement en hiver et un abaissement en été de la température de l'air.

Mais la plus grande importance présente le courant marin chaud connu sous le nom de Gulfstream. La région exceptionnellement chaude, située dans l'Atlantique entre l'Irlande, l'Ecosse et Norvège, influence d'une manière très prononcée le climat du continent européen. Cette influence s'accentue indirectement en prenant part dans la formation d'un air de basse pression dans l'Atlantique septentrional d'où proviennent les vents d'Ouest prépondérants en Europe.

L'importance des vents est très grande surtout si l'on prend en considération que l'effet thermique des courants chauds marins ne peut se manifester sur le continent qu'autant qu'il sera transporté par les vents.

Le fait que l'influence océanique penètre si loin à l'intérieur du continent européen, s'explique par la configuration des côtes et surtout par l'existence des mers intérieures.

C'est grâce à la pénétration si profonde de la mer Baltique que le climat de la Pologne toute entière appartient décidément encore

http://rcin.org.pl

au groupe tempéré (division atlantique du type 7 suivant la Fig. 3) tandis que le type 8 continental du groupe extrême ne se retrouve qu'au-delà des confins de la Pologne à l'Est du méridien 25° dans les plaines russes.

Nous avons admis plus haut que l'isotherme — 5° de janvier peut servir pour délimiter le grand groupe II des climats tempérés du groupe III des climats extrêmes. On peut facilement montrer que cette méthode de délimitation coïncide bien, non seulement avec certaines amplitudes-limites ou bien avec la progression des jours de neige, mais aussi avec la marche des isanomales.

Tant que ces dernières soient positives, c'est encore l'influence océanique qui prédomine; quand elles deviennent négatives, on peut à juste titre, considérer la région comme appartenant à la division climatique continentale.

La question est d'actualité vu la tendance de certains auteurs (surtout de K ö p p e n qui a imposé sa classification aux co-auteurs de sa „Handbuch der Klimatologie") d'employer quelques isothermes arbitrairement choisies. Prenant p. ex. l'isotherme — 3° ou — 2° en janvier, on démembre le centre européen (la plaine Polonaise au-delà de la Vistule) sans aucune justification climatologique. Le choix est d'autant plus inopportun que les températures d'hiver présentent en cette partie de l'Europe des variations apériodiques très prononcées même pour les périodes assez longues.

En voici quelques exemples:

Températures moyennes en janvier
(d'après E. Alt, Klimakunde von Mittel- und Südeuropa. 1932).

Période	Varsovie (Pologne)	Königsberg (Prusse Orient.)	Breslau (Silésie all.)	Wien (Autriche)
1921/25 . .	— 1°7	— 2°0	— 0°5	+ 0°9
1916/20 . .	— 1°5	— 2°0	+ 0°9	+ 1°5
1911/15 . .	— 3°3	— 3°2	— 1°8	— 1°7
1851/1900 .	— 3°6	— 3°2	— 1°8	— 1°7

Il serait alors nécessaire de modifier la carte des climats suivant la période des observations de la température de l'air.

Or beaucoup plus sûr est l'application d'un critérium basé sur l'ensemble de trois facteurs: à côté d'une isotherme judicieusement choisie on considère une valeur limite de l'isoamplitude et une anomalie moyenne annuelle qui tend à changer le signe des deux côtés de la délimitation climatique envisagée.

http://rcin.org.pl

Les cartes des isanomales, dressées d'après les cartes des isothermes du monde[1]) montrent que nulle part l'écart positif n'est plus grand que dans la proximité des côtes septentrionales de la Norvège au mois de janvier. Cet excédent (par rapport à la température moyenne pour toute la parallèle) est caractéristique pour l'Europe non seulement en janvier, mais aussi (quoique beaucoup moins) au mois de juillet et en général pendant toute l'année.

Voici quelques valeurs des isanomales:

	Janv.	Juill.	Année
Côtes norvégiennes	+ 20°	0°	+ 10°
Côtes baltiques (partie polonaise) .	+ 10°	+ 1°	+ 5°
Russie (Oural)	— 5°	+ 4°	— 1°
Côtes atlantiques (françaises) . .	+ 10°	— 1°	+ 4°
Méditerranée	+ 5°	+ 2°	+ 3°

Les isanomales positives caractérisent pendant toute l'année le continent européen (sauf le littoral atlantique en plein été) excepté la Russie qui présente, dans la moitié plus froide de l'année une forte anomalie négative.

Par contre la Pologne, avec son „anomalie" thermique toujours positive (grâce surtout à la pénétration si profonde de la mer Baltique) pendant tous les mois et pour toutes les parties de ce pays, présente encore une influence maritime indiscutable.

Il est donc justifié de tracer les divisions climatiques dans cette partie du continent européen de manière qu'on voit dans la carte de la Fig. 3.

---

[1]) Dans la publication „Nouvelles isothermes de la Pologne, de l'Europe et du monde entier" (pp. 286; Varsovie, 1918) les cartes des isanomales pour 12 mois de l'année sont dressées spécialement pour l'Europe.

http://rcin.org.pl

TADEUSZ ZUBRZYCKI.

Hydrologiczny régime polskiego Polesia

(Le régime hydrologique de Poléssie polonaise)

I. Ogólne uwagi o właściwościach zlewni poleskiej.

Fizjograficzna odrębność Polesia uwydatnia się wyraźnie w charakterze i układzie jego sieci wodnej.

Wyraźniej też jeszcze niż w innych dorzeczach występuje tutaj ścisły wzajemny związek, łączący wody płynące i stojące, powierzchniowe i wgłębne. Istnienie tak charakterystycznych dla poleskiego krajobrazu obszarów bagiennych wiąże się z leniwym ruchem rzek, odznaczających się małym spadem i nieregularnością zarosłych częściowo koryt, a zwłaszcza — utrudnionym odpływem rozlewających się szeroko wód wiosennych. Gdzie odstęp warstw nieprzepuszczalnych od powierzchni terenu jest niewielki, tam woda nasycająca grunt, nie znajdując dróg odpływu po słabo nachylonej powierzchni i nie mieszcząc się w korytach rzecznych, tworzy bagna lub płytkie jeziora. Podobnie bowiem jak bagna, także jeziora poleskie są w znacznej swej części płytkiemi zastoiskami wody gruntowej pozbawionej naturalnego odpływu. Jeziora te występują często bądźto w otoczeniu błot (jeziora: Wygonowskie i Bobrowickie), bądźto w dolinach rzecznych (Lubiaź, Nobel, Sporowskie, Motolskie i t. d.); wzdłuż biegu Prypeci, Piny i Jasiołdy ciągną się również smugi bagien, zamieniające się podczas tajania śniegu w jedną zwartą przestrzeń wodną. Zatem i w geograficznym rozkładzie błot, rzek i jezior poleskich odzwierciadlają się ich wzajemne związki.

Główną arterję wodną Polesia stanowi P r y p e ć. Zlewnia jej, obejmująca prócz całego prawie Polesia także rozległy obszar Wołynia, oddzielona jest na zachodzie i północy od zlewisk Wisły i Niemna europejskim działem wodnym, który na tej przestrzeni obniża się bardzo znacznie, miejscami do 145 *m* n. p. m. Okoliczność ta, sprzyjająca łączeniu sąsiednich systemów rzecznych

http://rcin.org.pl

sztucznemi kanałami żeglugi, ułatwiła połączenie Piny i Muchawca kanałem Królewskim, a Jasiołdy i Szczary — kanałem Ogińskiego. Na południu zlewnia Prypeci odgraniczona jest od zlewni Dniestru drugorzędnym działem wód, wzniesionym we wschodniej swej części na 400—430 *m*, a w pobliżu wschodniej granicy Państwa zniżającym się stopniowo do 340 *m* n. p. m.

Długość biegu Prypeci od źródeł do ujścia do Dniepru wynosi ponad 800 *km*, a całkowity obszar dorzecza obejmuje około 120.000 *km*². Obszar odwadniany przez polską część Prypeci (położony częściowo na terytorjum sowieckiem) ma 68.893 *km*² — co odpowiada w przybliżeniu wielkości dorzecza Bugu wraz z Narwią.

Prypeć bierze początek ze źródeł bijących z wzgórzy kredowych, między Hołownem a Sukaczami, jako struga zwana Tenecisko (2). Na całej niemal przestrzeni, aż po ujście Turji, Prypeć płynie w bardzo niewielkiej odległości od europejskiego działu wód, zbliżając się doń miejscami na 1 *km;* dorzecze jej zwiększa się więc właściwie tylko z prawej strony i wzrasta stopniowo przy ujściach Wyżwy i Turji. Poniżej ujścia Turji Prypeć traci łączność ze swym dalszym naturalnym biegiem: wody jej, odchylone od pierwotnego kierunku przez t. zw. upust prypecki i odprowadzone kanałem Wyżewskim i Białojezierskim na północ, zasilają kanał Królewski — są zatem dla następnego odcinka rzeki stracone, a powracają częściowo w jej dorzecze dopiero znacznie dalej, przez łożysko Piny. W tym stanie rzeczy, zlewnia dalszego biegu Prypeci zaczyna się więc niejako na nowo poniżej ujścia Turji; potem powiększa się przy ujściu potoku Breszcze i potoku Korostynki, a następnie — przy rozdzielonem na ramiona ujściu S t o c h o d u. Dalsza partja Prypeci, położona w szczególnie słabym spadku i poddana działaniu południowych dopływów, zamulających i przesuwających jej łożysko, przedstawia charakterystyczny objaw tego, co nazywamy zdziczeniem rzeki. Prypeć nie posiada tutaj wyraźnego jednolitego biegu, lecz płynie odnogami, które w dalszym ciągu dzielą się na coraz nowe, czasem krzyżujące się ramiona, to znów zarastają i zamieniają się w bagna. Rozbicie i powikłanie ciągów rzecznych powoduje, że poszczególne ramiona otrzymują odrębne miejscowe nazwy — jak np. Stochód, Parok — zaś nazwa Prypeci znika zupełnie. Łożysko, w którem łączą się (przy ujściu Nożyka) dwa większe ramiona płynące od jezior Nobel i Omyt, nosi nazwę „S t r u m i e n i a", która to nazwa towarzyszy następnie głównej arterji rzecznej (właściwej Prypeci) aż do ujścia Jasiołdy pod Kaczanowiczami. Od ujścia Nożyka na wschód ciągnie

http://rcin.org.pl

się łożysko, zwane Gniłą Prypecią, w swym początkowym odcinku niemal martwe, następnie zaś zasilane stopniowo przez boczne odnogi częścią wód Styru, wodami Stubły i spływem z okolicznych bagien. Styr przyczynia się w znacznej mierze do skomplikowania stosunków odpływu w t. zw. pińskim węźle rzecznym: powyżej wsi Stare-Konie rozwidla się on na dwa ramiona, z których jedno, prowadzące przeważną część wód, a zwane odtąd Prostyrem lub Prostyrnią, zachowuje w przybliżeniu północny kierunek dotychczasowego biegu rzeki i przeciąwszy koryto Gniłej Prypeci, uchodzi następnie do Strumienia pod Dzikowiczami; dwie pozostałe krótkie odnogi Styru łączą się koło Starych-Koni z nadpływającą od wschodu odnogą Stubły. Utworzona tym sposobem struga płynie pod nazwą Styru na północny wschód, aby potem znaleźć ujście w łożysku Gniłej Prypeci, które to łożysko w następnym odcinku otrzymuje nazwę Starego Styru, zabiera resztę wód Stubły i uchodzi do Prypeci pod Bereźcami. Przeważną część spływu z całego dorzecza Styru zbiera zatem za pośrednictwem Prostyru Strumień, który następnie łączy się pod Pińskiem z Piną, doprowadzającą do tego punktu prócz wód własnego naturalnego dorzecza, także część wód kanału Królewskiego. Tuż, poniżej tego punktu połączenia, następuje nowy rozdział: przeważająca część wody kieruje się na wschód ku Kaczanowiczom, zaś część pozostała, zatrzymując poprzedni kierunek Piny i zachowując — przynajmniej w lokalnem użyciu — jej nazwę, odpływa na północny wschód, ku Horodyszczu, gdzie uchodzi do Jasiołdy.

Na udział Jasiołdy w ogólnym odpływie dorzecza oddziaływują dwa czynniki; jednym z nich jest regulowany śluzami poziom wody na kanale Ogińskiego, a drugim — retencyjny wpływ jeziora Horodyszcza, który sprawia, że końcowy odcinek Jasiołdy pod względem przebiegu stanów wody pozostaje w dość luźnym tylko związku z poprzednią częścią biegu. Ujście Jasiołdy do głównego ramienia rzeki, płynącej od Pińska na wschód, znajduje się pod Kaczanowiczami. Około 11 *km* poniżej, w Bereźcach, spływa łożyskiem „Starego Styru" do Prypeci, prócz części wód Styru z pod Starych-Koni (pozostałej po odgałęzieniu Prostyru, a zwiększonej o dopływ ramienia Stubły), także część wód Prostyru, uchodzących w punkcie przecięcia z Gniłą Prypecią w jej koryto, następnie — reszta wód dorzecza Stubły, wreszcie — wody zbierane przez Stary Styr z obszaru pośredniego, między Staremi-Końmi a Bereźcami. Przy wyższych stanach, wody Starego Styru odpływają częściowo przez boczną odnogę końcowego odcinka,

http://rcin.org.pl

Prypiatkę, która łączy się z korytem Prypeci o 12 *km* niżej, na północ od Stachowa.

Począwszy od tego miejsca odpływ Prypeci jest już naogół ustalony; całkowita objętość wody koncentruje się odtąd w jednem łożysku. Całkowity obszar dorzecza poniżej ujścia Prypiatki mierzy 33.656 km^2 i odpowiada mniej więcej dorzeczu Wisły pod Sandomierzem.

W dalszym biegu zasilają Prypeć z lewej strony kolejno dopływy: Bobryk, Cna i Śmierć, zaś z prawej — największy jej dopływ Horyń, którego wody (zwłaszcza przy wyższych stanach) rozdzielają się pomiędzy łożysko główne i ramię zwane Wietlicą. Horyń zbiera wody z obszaru około 27.940 km^2, z czego 13.874 km^2 przypada na Słucz (południową czyli wołyńską); znaczna część tego obszaru leży na terytorjum sowieckiem. Przy ujściu Horynia Prypeć zwiększa swe dorzecze na 65.834,5 km^2; tuż poniżej przyjmuje z lewej strony niewielką rzekę Łań, a przy ujściu Słuczy północnej (litewskiej) opuszcza granice Państwa.

Poza dorzeczem Prypeci obejmuje Polesie polskie także części zlewni Wisły i Niemna.

W dorzeczu Wisły typowy krajobraz poleski sięga na zachodzie po linję Bugu, a na północy — po bieg Muchawca. W stronę Bugu obszar Polesia (obejmujący m. in. zachodnią część jezior grupy Świtiaźskiej) odwadniany jest przez Kopajówkę, strugę z pod Ociat i Szpanówkę, zaś w stronę Muchawca — przez Trościanicę, Osipówkę, Rytę i Kamionkę; do dorzecza Muchawca należą większe kompleksy bagien (nad górnym jego biegiem — bagno Turowskie, Pulskie i Jel), oraz jeziora Tursko-Orzechowskie.

W dorzecze Niemna spływa część wód poleskich za pośrednictwem górnej Szczary, oraz jej dopływu, Hrywdy; dorzecze to obejmuje prócz zwartych obszarów bagiennych, także jeziora Bobrowickie i Wygonowskie.

Z hydrologicznego punktu widzenia, te niewielkie stosunkowo obszary, przynależne do dorzeczy Wisły i Niemna, nie przedstawiają cech do tego stopnia odrębnych od pozostałej części Polesia, aby wymagały odrębnego uwzględnienia ich w opisie ogólnym stosunków hydrologicznych; następujące w dalszym ciągu przedstawienie tych stosunków opiera się więc zasadniczo na zjawiskach obserwowanych w sieci wód Prypeci.

Jeziora poleskie łączą się z jeziorami południowo-wschodniej części Podlasia, sięgającej po Chełm i po linję Wieprza. Ze źródłowym obszarem Prypeci sąsiadują od *NW* grupa jezior, po-

http://rcin.org.pl

łożona po prawym brzegu Bugu na *E* od Włodawy (między innemi Pulmo 16,2 *km*², Świtiaź 27,5 *km*²), Łukie 8,2 *km*², Lucemierz v. Licemir 4,6 *km*²); zbliżają się do nich niewielkie jeziora w widłach między Prypecią a Wyżewką, oraz większe — po lewym brzegu Prypeci (m. in. Święte czyli Wolańskie i Białe, połączone ze sobą przez kanał Białojezierski). W dalszym ciągu Prypeć tworzy jezioro Lubiaź (na *N* od Lubieszowa); następnie główne ramię jej przepływa jezioro Nobel, a ramię boczne — jezioro Omyt. Nad Jasiołdą rozpościerają się jeziora: Białe, Czarne (na Dorohobużce), Sporowskie (13,5 *km*²) i Motolskie. Kanał Ogińskiego przecina jezioro Wolańskie (pod Wólką), oraz należące już do dorzecza Niemna jezioro Wygonowskie (26,5 *km*²). Nad Bobrykiem, na Zahorodziu leży jezioro Pohost (7,5 *km*²), stanowiące ujście Wiślicy.

Największe jezioro poleskie, Kniaź (al. Żyd. — 47 *km*²) znajduje się już poza granicami Państwa, nad lewobrzeżnym dopływem Prypeci, Wiedryczą.

Większe z tych jezior należą do kategorji basenowych, występujących w zagłębieniach terenu na podłożu dyluwjalnem. Jeziora pomiędzy Bugiem a Turją zasilane są wodami krążącemi w pokładach kredowych (2).

Błota poleskie, tak zwane „hała", pokryte moczarowatą roślinnością, a gdzieniegdzie porosłe łozami, ciągną się od Brześcia ku wschodowi. Z obszaru polskiego Polesia, obejmującego 56.620 *km*², przypada na błota około 16.540 *km*² (9), a więc przeszło 30%: miejscami, np. w Pińszczyźnie oraz w dorzeczach Cny i Śmierci, udział terenów zabagnionych osiąga — względnie nawet przenosi 70%. Większe kompleksy błot występują: w źródłowem dorzeczu Prypeci (Staw, Kiema, Gniazda) i nad jej górnym biegiem (Zarzecze, Wyr, Orzechowskie, Dubowe), następnie — na *W* od Jasiołdy (Pogonie), między kanałem Ogińskiego a Słuczą północną (błota Hryczyńskie, mające przeszło 300 *km*² powierzchni), wreszcie — częściowo tylko sięgające na obszar Polski — błota Rokitniańskie, między Słuczą południową a Uborcią.

Podłoże błot Polesia stanowią głównie zbite gliny lodowcowe, o niejednostajnej grubości warstw i niejednakowym odstępie ich od powierzchni gruntu. W południowo-zachodniej części Polesia błota spoczywają na kredzie lub na marglach kredowych, które również posiadają niejednostajną grubość i leżą w rozmaitych głębokościach.

* * *

http://rcin.org.pl

Jako całokształt, stosunki wodne Polesia przedstawiają obraz bardzo skomplikowany. Sprawia to przedewszystkiem brak skoncentrowanego, ustalonego odpływu, odzwierciadlający się w rozdziale wód płynących na liczne ramiona, odnogi i błędne błotniste strugi, w rozwidleniu końcowych odcinków rzek (Stochód, Styr, Horyń), a zwłaszcza w rozbiciu i splątaniu ciągów rzecznych Prypeci, Stochodu, Styru i Stubły, oraz Strumienia, Piny i Jasiołdy, w obszarze Pińska.

Pojemność koryt rzecznych jest niewystarczająca: woda już przy nieco wyższych stanach występuje z brzegów, zaś podczas wielkich wezbrań wiosennych rozlewa się szeroko, niemal niezależnie od nomalnego kierunku biegów rzek. Granice podziału dorzecza zacierają się miejscami całkowicie, a stosunek objętości przepływu do wielkości dorzecza i do ilości opadu staje się nieuchwytny; wreszcie związek tejże objętości z wysokością poziomu wody waha się w szeregu odcinków rzecznych zależnie od stanu i rozwoju wodnej roślinności.

W rezultacie, stosunki hydrologiczne Polesia nie dadzą się mierzyć miarą zwykłych metod; określenie ich wymaga zbadania szeregu czynników, nawet takich, które w zwykłym układzie warunków nie odgrywają pierwszorzędnej roli.

Z punktu widzenia stosunków odpływu najbardziej znamienną cechą Polesia jest jego retencyjny charakter, związany z obfitością bagien i jezior, oraz ze słabemi nachyleniami terenu i z pochodzącym stąd leniwym biegiem rzek. Cecha ta odzwierciedla się najwyraźniej w procesie odpływu wiosennego: masa wód powstałych z topnienia powłoki śnieżnej, nie znajdując odpowiednich warunków spływu po powierzchni ziemi i nie mieszcząc się w naturalnych ściekach, zalewa wielkie przestrzenie dorzecza i wypełnia doliny rzeczne na przeciąg całych miesięcy. Zatamowanie odpływu, oraz pozostające w związku z niem szczególnie intensywne parowanie, ma następnie ten skutek, że deszcze najobfitszych w opad miesięcy letnich w regule nie wywierają widocznego wpływu na wahania poziomu wód w tych miesiącach. Wogóle krążenie wód jest na Polesiu szczególnie powolne; tem widoczniej zarysowuje się zależność stosunków odpływu w danym okresie od układu zjawisk hydro-meteorologicznych okresu poprzedzającego, a w szczególności — od wyczerpania względnie zmagazynowania zapasów wód w dorzeczu.

Ograniczając ustalenie zależności na przeciąg dwóch tylko sąsiednich lat, można już w dotychczasowym materjale obserwacyj-

http://rcin.org.pl

nym znaleźć niejeden wymowny przykład takiego oddziaływania. W najogólniejszem ujęciu przykłady takie przedstawiają się, jak następuje.

Rok hydrologiczny [1]) 1 9 2 6 stał pod znakiem bardzo obfitych opadów: wszystkie miesiące tego roku, wyjąwszy kwiecień, sierpień i wrzesień, przyniosły sumy opadu większe od przeciętnych — m. in.: grudzień 130%, marzec i lipiec po 120%, czerwiec 180%, a październik 230% dziesięcioletniej wartości przeciętnej. Ten nadmiar wód opadowych wywołał już w drugiej połowie roku 1926 anormalnie wysokie odpływy miesięczne, nie zdołał jednak wyczerpać się w ciągu okresu hydrologicznego [2]), lecz ponadto podniósł odpływ całego następnego półrocza (1. XI. 1926—31. IV. 1927) w poszczególnych miesiącach na 120 do 290% przeciętnych sum miesięcznych — pomimo że opad wynosił np. w listopadzie, w styczniu i w lutym zaledwie 50 do 75% wartości przeciętnych.

Analogiczny wpływ można też obserwować na szeregu innych przykładów. Między innemi, niezwykle silne wezbranie roku 1 9 3 2, którego kulminacja stanowi maximum dziesięcioletniego okresu spostrzeżeń, było nietyle wynikiem nagromadzenia większych zasobów śniegu w ciągu zimy 1931/32 (opady tej zimy dały sumę zaledwie normalną), ile szczególnie intensywnych deszczów lata i jesieni roku 1931, które w miesiącach od sierpnia do października dały okrągło 150% wartości przeciętnej — i nasycając grunt wilgocią, stworzyły warunki szczególnie sprzyjające obfitemu odpływowi wód wiosennych.

Naodwrót — ubóstwo opadów poprzedzającego okresu wpływa wyraźnie na zmniejszenie odpływu w okresie późniejszym: tak np. wyjątkowo nikłe wezbranie roku 1 9 2 5 nastąpiło po skąpych opadach roku 1924, które począwszy już od lipca były mniejsze od wartości przeciętnych, a w miesiącach od października do listopada osiągnęły zaledwie 50% tych wartości.

Podane powyżej przykłady przedstawiają tylko jedną z form, w jakich przejawia się właściwe obszarom poleskim opóźnienie odpływu; inną formę przybiera ono w rocznym przebiegu zmian

---

[1]) „Rok hydrologiczny" w używanem tutaj znaczeniu liczy się od 1. listopada roku poprzedzającego do 31. października roku bieżącego.

[2]) Że okres ten, wzięty w całości, pozostawił po sobie rezerwę odpływu, na to wskazuje już samo porówanie stanów wody, odczytanych w Nyrczy na początku i na końcu roku hydrologicznego 1926: stan z dn. 1. XI. 1925 (+ 292 *cm*) był o 1,24 *m* niższy od stanu z dn. 31. X. 1926.

KOŁO GEOGRAFÓW S. U. J. P.
Kl. inw.
http://rcin.org.pl

poziomu i odpływu wody — które to zmiany przedstawione są bardziej szczegółowo w dalszej części referatu.

Momentem, wprowadzającym pewne zróżnicowanie wahań odpływu rzek poleskich, jest odrębny charakter południowych dopływów Prypeci, odwadniających w górnym swym biegu dorzecze wołyńskie, odmienne orograficznie, geologicznie i klimatologicznie od poleskiego. Dopływy te podlegają dodatkowym wahaniom odpływu, przenoszącym się z ich górnych partyj w pewnej mierze również na dalszą część biegu rzeki. Najcharakterystyczniejszy pod tym względem przykład stanowią niektóre wezbrania Horynia, intensywne jeszcze i w dolnym biegu rzeki, a spłaszczające się dopiero w dolinie Prypeci — które nawet pomimo tego spłaszczenia oddziaływują na stany wody poniżej ujścia Horynia (wodowskaz Nyrcza). Podobnie zachowuje się Styr, jednak obserwowane w górnym jego biegu letnie wezbrania nie odzwierciadlają się w zmianach poziomu rzeki głównej; przyczyna tego leży poczęści w retencyjnem działaniu doliny samego Styru, poczęści zaś — w położeniu jego ujścia wśród bagnistych obszarów Pińszczyzny.

Pod względem opadowym (5) różnica pomiędzy dwiema wymienionemi częściami dorzecza Prypeci zaznacza się głównie skupieniem największych rocznych sum opadu (ponad 700 *mm*) na Wołyniu, mianowicie na pasmie gór Krzemienieckich — i występowaniem sum najmniejszych (poniżej 500 *mm)* w centrum Polesia, Piny i Jasiołdy.

Największą część poleskiego obszaru pokrywają opady, leżące w granicach od 500 do 600 *mm* sumy rocznej. W dolinach Prypeci (po ujście Bobryka), Piny i Jasiołdy (bieg średni i dolny) oraz nad kanałem Królewskim, suma roczna spada — jak wspomniano — poniżej 500 *mm*; opad ponad 600 *mm* tworzy na Polesiu tylko odosobnione wyspy (koło Chinoczy i Łunińca). Ogólnie biorąc, zachodnia połać Polesia, obejmująca przedewszystkiem dorzecza Turji, Stochodu i Styru, wykazuje średnią roczną sumę opadu 500—550 *mm;* w połaci wschodniej, t. j. w całem niemal dorzeczu Horynia (w granicach Polski), oraz w dorzeczu Bobryka, Cny, Śmierci i Łani, przeważa opad 550—600 *mm.*

Te różnice w przeciętnem natężeniu rocznych opadów nie wyciskają wyraźniejszego piętna na układzie zjawisk hydrologicznych, jeżeli pominie się wspomnianą już większą ruchliwość stanów wody prawobrzeżnych dopływów Prypeci.

Polesie, wzięte w całości, należy w porównaniu z resztą polskich dorzeczy (wyjąwszy Wartę oraz część Wisły z Bugiem i Nar-

http://rcin.org.pl

wią) do dziedzin stosunkowo ubogich w opad. Zaznacza się to naturalnie także w ogólnej sumie odpływu — i to tem wyraźniej, że także t. zw. współczynnik odpływu (stosunek odpływu do opadu) jest tutaj stosunkowo mały: współczynnik ten, obliczony dla Prypeci w Mostach Wolańskich za okres 1923/24—1930/31 wynosił okrągło 0,2 (7). Przy niskich stanach wody jedynie Warta wykazuje odpływ wybitnie mniejszy od Prypeci. Wogóle nadmiar wód na Polesiu jest tylko pozorny; zalanie wielkich przestrzeni dorzecza i wysoki poziom wód, obserwowany zwłaszcza wiosną i wczesnem latem, nie jest wynikiem obfitości wody, lecz pochodzi ze stagnacji w odpływie.

II. Materjał obserwacyjny.

Ze zjawisk hydrologicznych względnie hydrometeorologicznych obserwowane są stale w dorzeczu Prypeci:

a) stany wody — w 110 stacjach wodowskazowych, założonych i utrzymywanych przez państwową służbę hydrograficzną,

b) wysokości opadu — w 128 stacjach opadowych, z których 63 należy do sieci państw. służby hydrograficznej, zaś reszta — do polskiej sieci meteorologicznej,

c) zmiany poziomu wód gruntowych w 211 stacjach, mianowicie — w 155 studniach użytkowych, oraz w 56 studniach umyślnie w tym celu wierconych,

d) parowanie wody z powierzchni ziemi i z powierzchni wody — w dwóch pełnych stacjach ewaporometrycznych (Piaski i Horodyszcze), notujących równocześnie zjawiska meteorologiczne, pozostające w związku z intensywnością parowania.

Nie wszystkie z powyższych obserwacyj mogą być już obecnie w jednakowej mierze wyzyskane. Wysnucie ostatecznych wniosków np. z obserwowanych wahań poziomu wody gruntowej, przeszkadza narazie jeszcze dość krótki stosunkowo okres spostrzeżeń, oraz brak niwelacyjnego oznaczenia znaków stałych, któreby mogło posłużyć do porównania poziomów wody gruntowej w całem dorzeczu, ewentualnie — do wyznaczenia granic podziemnych zlewni. Również pomiary parowania obejmują zbyt krótki jeszcze okres czasu, aby mogły dostarczyć ilościowej oceny obserwowanych zjawisk. Natomiast zupełnie odpowiada celowi zebrany dotychczas materjał wodowskazowy (4), obejmujący już dla wielkiej liczby punktów pełne dziesięciolecie obserwacyj. Spostrzeżenia

http://rcin.org.pl

opadu stanowią również obfity i gotowy do dalszego zużytkowania materjał, opracowany narazie dla okresu 1923—1930 (5).

Bardzo obszernym jest materjał hydrometryczny, odnoszący się do objętości wody, przepływającej łożyskami poszczególnych rzek sieci wód Prypeci w rozmaitych fazach odpływu. W latach 1923—1933 wykonała państwowa służba hydrograficzna łącznie 1068 pomiarów objętości przepływu. Wyniki 811 pomiarów zostały ogłoszone w oddzielnej publikacji (8); część ich posłużyła do szczegółowego zbadania przepływu Prypeci w Mostach Wolańskich (7).

Wyniki tych badań, a w szczególności — pomiarów przepływu, spostrzeżeń stanów wody i wysokości opadu, wraz z zebranemi dotychczas przez stacje ewaporometryczne danemi co do intensywności parowania i jego rozkładu w czasie, dają dostateczną podstawę do dalszych studjów nad t. zw. bilansem hydrologicznym poszczególnych części dorzecza; ponieważ jednak odnośne obliczenia, z natury rzeczy uciążliwe i skomplikowane, powinny obejmować przynajmniej 10-letni okres spostrzeżeń, więc uzyskanie pełnych wyników tych badań dla całego obszaru jest rzeczą dalszej przyszłości.

III. Ruch stanów wody.

Naturalną konsekwencją przedstawionych poprzednio ogólnych warunków hydrologicznych jest przedewszystkiem bardzo powolne opadanie stanów wody, począwszy od kulminacji wiosennego wezbrania. Ponieważ zaś przytem płynne opady lata nie wywołują w zasadzie znaczniejszych wahań poziomu wód rzecznych, więc stany wody w okresie wegetacyjnym mają przebieg względnie regularny, a mianowicie — obniżają się stopniowo od rocznego maximum, notowanego najczęściej w kwietniu, aż do rocznego minimum, przypadającego zwykle na wrzesień lub na październik. Różnica pomiędzy rzekami Polesia a resztą nizinnych rzek Polski polega więc — o ile chodzi o roczny przebieg stanów wody — na niezwykle długim czasie trwania fali wiosennej (której opadanie trwa tutaj aż do końca lata, podczas gdy w innych dorzeczach nie przeciąga się poza kwiecień) i na zupełnym braku drugorzędnych wezbrań deszczowych.

Ten typowy ruch stanów wody nie stanowi oczywiście reguły bez wyjątku. Z jednej strony — ubóstwo opadów w roku poprzednim i mała ilość leżącego śniegu sprawiają niekiedy, że wezbranie

http://rcin.org.pl

wiosenne nie osiągając zwykłego rozmiaru, opada też niezwykle szybko (1925), z drugiej znowu — nasycenie gruntu i wyjątkowo intensywne deszcze lata mogą powstrzymać opadanie fali, której dalszy przebieg przybiera kształt niemal poziomej falistej linji, nie schodzącej poniżej strefy wód wysokich (1926).

Pod koniec okresu hydrologicznego, przy stosunkowo intensywnych jeszcze opadach i zmniejszonem parowaniu, stany wody zaczynają ponownie wzrastać — w stopniu zależnym od układu zjawisk klimatycznych. Rozpiętość pod tym względem jest znaczna. Porównując np. odczyty wodowskazowe z dn. 1. listopada 1925 i z dn. 1. listopada 1926, widzimy, że w ciągu roku hydrologicznego 1925/26 stan wody podniósł się w Lubiazi o 68, w Mostach Wolańskich o 110, a w Nyrczy o 131 *cm*, a to wskutek nadmiaru opadów w r. 1926. Różnica pomiędzy najniższym (+ 248 *cm* dn. 1. XI. 1929), a najwyższym (+ 455 *cm*, dn. 1. XI. 1931) ze stanów wody odczytanych na początku roku hydrologicznego w 10-leciu 1923/32, wynosiła w Nyrczy 207 *cm;* rozmiar takich różnic wskazuje też na wahania zasobów wody nagromadzonych w dorzeczu w ciągu danych okresów.

W dalszym swym przebiegu, t. j. po 1. listopada, stany wody wzrastają w regule dalej, a na przełomie roku kalendarzowego — pod wpływem zjawisk zamarzania wód — osiągają nieraz poziom bardzo wysoki. Pod koniec zimy, w związku ze skomplikowanem oddziaływaniem zjawisk klimatycznych zimowego okresu, stany wody zwykle opadają; wkrótce potem, naskutek powszechnej odwilży, zaczynają podnosić się coraz silniej, aż do najwyższych odczytów w roku, odpowiadających kulminacjom wiosennego wezbrania.

Te wspólne wszystkim rzekom typowo poleskim cechy perjodycznych zmian poziomu wody okazują w szczegółach pewne odrębności, związane z charakterem danego odcinka rzeki, oraz z wielkością, kształtem i składem dorzecza. Rzeki zachodniej części polskiego Polesia, płynące wśród niskich brzegów, w łożyskach częściowo zarosłych, przez wielkie kompleksy błot, okazują znacznie mniejszą amplitudę skrajnych poziomów wody, niż sama Prypeć w dalszym swoim biegu (poniżej ujścia Bobryka). Jeszcze większe i znacznie częstsze (m. in. letnie) wahania stanu wody wykazują dolne odcinki rzek wołyńskich, zwłaszcza zaś dolny bieg Horynia.

Roczny przebieg stanów wody ilustrują podane w wykresie 1) djagramy wodowskazów: Lubiaź i Mosty Wolańskie na Prypeci, oraz st. Horyń na Horyniu — dla trzech lat o największej (r. 1932),

http://rcin.org.pl

najmniejszej (1925) i w przybliżeniu przeciętnej (1929) kulminacji wiosennego wezbrania.

W następującej tabeli *A* zestawiono średnie miesięczne i roczne stany wody Prypeci i jej najważniejszych dopływów.

TABELA A.

Średnie wartości miesięczne i roczne stanów wody (w cm) według spostrzeżeń dziesięciolecia 1923—1932.

Valeurs moyennes mensuelles et annuelles des hauteurs de l'eau (en cm) d'après les observations de la période 1923—1934.

Rzeka *Rivière*	Stacja *Station*	Średnie stany wody (w cm) *Hauteurs moyennes de l'eau (en cm)*												
		w miesiącu *Mois*												w roku *Année*
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I—XII
Prypeć	Lubiaż	226	217	237	289	263	235	216	210	204	193	215	216	227
Prypeć	Mosty Wolańsk.	392	369	384	473	456	407	343	310	308	328	360	379	372
Prypeć	Nyrcza	390	379	399	468	447	405	341	297	293	312	353	375	371
Pina	Pińsk	222	219	241	287	265	242	218	204	194	190	198	209	224
Jasiołda	Horodyszcze	283	277	294	349	338	323	309	286	274	278	288	283	296
Styr	St. Konie	257	248	273	290	256	213	205	194	198	210	226	236	233
Horyń	st. Horyń	349	319	381	464	371	302	266	239	228	257	302	316	316

Według tej tabeli wszystkie stacje dorzecza wykazują najwyższą średnią miesięczną w kwietniu; począwszy od tego miesiąca średnie wartości zmniejszają się stopniowo, a minimum przypada przeważnie na wrzesień, gdzieniegdzie na październik, wyjątkowo na sierpień. Stany wody okresu od listopada do marca, pozostające pod wpływem zjawisk lodowych, okazują przebieg mniej regularny; stosunkowo wysoką średnią miesięczną ma styczeń. Średnie stany miesięcy od marca do czerwca są niemal bez wyjątku większe od średniej rocznej, zaś średnie wartości miesięcy pozostałych — wyjąwszy gdzieniegdzie styczeń, względnie luty i grudzień — mniejsze.

Dokładniejsze porównanie wartości tabeli *A* wskazuje na to, że proces obniżania się stanów wody podczas miesięcy wiosennych i letnich jest w górnej części biegu (stacja Lubiaź) inny niż w dolnej (Nyrcza). W Lubiazi różnice poziomu wody w miesiącach IV—V i V—VI są niemal równe sobie, zaś różnica VI—VII nieco

http://rcin.org.pl

mniejsza; w Nyrczy natomiast różnica pomiędzy średniemi stanami miesięcy V—VI jest dwa razy, a różnica VI—VII aż trzy razy większa od różnicy VII—VIII. Objaw powyższy pozwala rozróżnić w procesie opadania wód dolnej Prypeci dwie fazy, z których pierwsza cechuje się powolnem, druga zaś — znacznie szybszem obniżaniem się zwierciadła wody.

Przejście z jednej z wymienionych faz w drugą występuje przeważnie w połowie czerwca. Porównując pomiędzy sobą odczyty stacji wodowskazowej w Nyrczy, notowane w poszczególnych latach dn. 1. V, 15. VI. i 31. VII, dochodzi się do wniosku, że sumaryczna szybkość opadania fali jest w drugim z tych sześciotygodniowych okresów około 3 razy większa, niż w pierwszym. Pozostaje to niewątpliwie w związku z przebiegiem spływu wód z całego dorzecza w główną jego arterję, oraz ze stosunkiem pojemności łożyska do objętości przepływu.

Celem uzyskania dokładniejszego poglądu na wartości skrajne i na czas ich występowania, zestawiono w tabeli *B* dla stacyj Lubiaź i Nyrcza największe i najmniejsze w roku stany wody 10-lecia 1923—1932. O ile wartości skrajne tego rodzaju przypadły na okres zamarzania rzek, zastąpiono je najbardziej zbliżonemi wartościami okresu wolnego od lodu, a odnośne daty i odczyty ujęto w nawiasy.

Z zestawienia powyższego wynika, że m a x i m a roczne przypadają najczęściej na kwiecień, a mianowicie w Lubiazi na dwie pierwsze, a w Nyrczy — na dwie drugie dekady tego miesiąca. W Lubiazi najwcześniejszą datą wiosennego maximum jest 15-go marca, przeciętną — 6. kwietnia, a najpóźniejszą 24. kwietnia; w Nyrczy analogiczne daty przesuwają się na: 23. marca, 13. kwietnia i 27. kwietnia.

M i n i m a roczne pojawiają się naogół w miesiącach od sierpnia do października — najczęściej pomiędzy 15. września a 15-go października — i to niemal równocześnie na całej długości rzeki. Datą najwcześniejszą (odpowiadającą zjawisku zupełnie wyjątkowemu) jest 22. czerwca, przeciętną — 12. września, najpóźniejszą — 1. listopada.

Całkowita amplituda wahań poziomu wody jest w Lubiazi (366—155 = 211 *cm*) znacznie mniejsza, niż w Nyrczy (536—211 = 325 *cm*), co tłumaczy się różnicą w pojemności łożyska i w konfiguracji terenu, a zwłaszcza tem, że sieć wód zachodniej części dorzecza znajduje się pod bezpośredniem działaniem niwelującego te wahania obszaru wielkich błot.

Oprócz właściwych (pierwszorzędnych) maximów i minimów

http://rcin.org.pl

TABELA B.

Maxima i minima stanów wody w okresie 1923–1932 według spostrzeżeń stacyj Lubiaź i Nyrcza.

Maxima et minima annuels des hauteurs de l'eau dans la période 1923—1932 d'après les observations des stations Lubiaź et Nyrcza.

Rok Année	Lubiaź				Nyrcza			
	Maximum		Minimum		Maximum		Minimum	
	Data Date	Stan wody Hauteur (cm)	Data Date	Stan wody Hauteur (cm)	Data Date	Stan wody Hauteur (cm)	Data Date	Stan wody Hauteur (cm)
1923	30. III.—1. IV.	+ 341	24 IX.—6. X.	+ 186	26. III.	+ 500	24—28. IX.	+ 287
1924	15—16. IV.	+ 357	19. VIII.	+ 180	13—17. IV.	+ 525	(20—31. X.)	(+ 300)
1925	25. III.—1. IV.	+ 253	23—24. VI.	+ 172	24. III.—1. IV.	+ 423	22. VI.	+ 211
1926	(5—7. IV.)	(+ 319)	(14—18. X.)	(+ 243)	13—15. IV.	+ 492	20—21. IX. 13—15. X.	+ 348
1927	15—17. III.	+ 324	(28. X.—1. XI.)	(+ 167)	23—24. III.	+ 491	18—20. IX.	+ 285
1928	24—26. IV.	+ 329	18—20. IX. 7—11. X.	+ 155	25—27. IV.	+ 504	20. IX.	+ 217
1929	16—17. IV.	+ 272	(23—25. X.	(+ 168)	26. IV.	+ 479	21—22. IX.	+ 229
1930	(5—8 IV.)	(+ 270)	(9—13. VIII.)	(+ 185)	(3. V.)	(+ 437)	5—6. VIII.	+ 211
1931	5 7. IV.	+ 338	19. VII.	+ 177	17. IV.	+ 518	10. VIII.	+ 238
1932	11. IV.	+ 366	8 X.	+ 174	20. IV.	+ 536	9. X.	+ 240

http://rcin.org.pl

rocznych, występują na Prypeci dość wyraźnie — zwłaszcza w niektórych latach — także wtórne zjawiska tej kategorji, mianowicie: wtórne maximum w grudniu lub w styczniu, a wtórne minimum w lutym lub w marcu; okresy te przynoszą w wyjątkowych wypadkach nawet maxima względnie minima pierwszorzędne.

Opisane powyżej perjodyczne zmiany wód poleskich składają się na następujący obraz rocznego przebiegu stanów wody.

Rok hydrologiczny (liczony od 1. listopada) rozpoczyna się w regule pod znakiem silniejszej lub słabszej, lecz zazwyczaj zupełnie wyraźnej tendencji wzrostu poziomu wód, wywołanej w pierwszym rzędzie zmniejszeniem się parowania, następnie zaś podtrzymanej i spotęgowanej przez piętrzący wpływ zjawisk lodowych. W związku z tem stany wody podnoszą się — zwykle już w początkowem stadjum pokrycia rzek lodem — do wysokości wtórnego (zimowego) maximum. W dalszym przebiegu zimy stany wody w regule opadają, a to wskutek malejącego ciągle dopływu wód powierzchniowych i wgłębnych, oraz wskutek stopniowego zmniejszenia się oporów przepływu pod lodem. To opadanie poziomu doprowadza niekiedy stan wody do wyraźnie zarysowanego wtórnego minimum, poprzedzającego główny okres odwilży. Okres ten, zaznaczający się silnym stosunkowo wzrostem stanów wody, przypada w regule na marzec; jedynie wyjątkowo rozpoczyna się już w lutym, względnie przesuwa się na początek kwietnia. Kulminacja fali wiosennej (maximum roczne) notowana jest przeważnie w kwietniu (w górnym biegu Prypeci wcześniej, niż w dolnym), znacznie rzadziej pod koniec marca, wyjątkowo z początkiem maja. Miarowe opadanie poziomu wód trwa do sierpnia włącznie; począwszy od połowy tego miesiąca stany wody zaczynają wprawdzie nieco silniej reagować na intensywne letnie opady, naogół jednak okazują dążność do dalszego obniżania się — tak, że minima roczne notowane są przeważnie w drugiej połowie września, lub w pierwszej — października. Minima, obserwowane w sierpniu, stanowią jedynie odosobnione wypadki; jaskrawym wyjątkiem jest pojawienie się najniższego rocznego stanu już w czerwcu (1925). Zmniejszanie się parowania pod wpływem spadku temperatury powietrza pociąga za sobą stopniowy wzrost stanów wody ku końcowi okresu hydrologicznego. Wzrost ten osiąga jednak — jak już wspomniano — w rozmaitych wypadkach bardzo rozmaity rozmiar, zależnie od stopnia wyczerpania zasobów wody dorzecza w okresie poprzednim. Wskutek tego stany wody, obserwowane

http://rcin.org.pl

o tej porze w poszczególnych latach, różnią się między sobą znacznie; tem samem — koniec roku hydrologicznego nie zaznacza się ograniczoną wyraźnie strefą stanów wody: data 1. listopada zamyka tylko okres wolny od zjawisk zimowych, t. j. od zamarzania wód i od pojawiania się opadów stałych, tworzących zimową retencję odpływu.

IV. Stosunki odpływu.

Przedstawione we wstępnych uwagach właściwości sieci wodnej Polesia komplikują w wysokim stopniu obraz stosunków odpływowych tego obszaru. Najsilniej oddziaływują w tej mierze liczne objawy bifurkacji, zatarcie drugorzędnych działów wodnych (przedewszystkiem w obszarach bagien) oraz okresowe przesunięcia działu głównego (2); pewną rolę odgrywa przytem także sztuczne regulowanie ilości wód w kanałach żeglugi. Warunki te dają się najbardziej odczuwać w obrębie t. zw. węzła pińskiego, obejmującego prócz części biegu Prypeci (Strumienia), rozwidlone ramiona Styru, oraz dolne przestrzenie Piny i Jasiołdy wraz z ujściami kanałów: Królewskiego i Ogińskiego. W całej tej części dorzecza niepodobna ustalić, jaka część zlewni zasila spływem swych wód dany odcinek rzeczny; tem samem odpada możność oznaczenia charakterystycznych wartości odpływu, jak: spływ jednostkowy (odpływ, przypadający na 1 km^2 zlewni) i współczynnik odpływu (stosunek objętości odpływu w danym punkcie rzeki do objętości opadu na odpowiadającym temu punktowi obszarze zlewni). Dla niektórych odcinków rzecznych — np.: Styr poniżej punktu rozdziału w Starych-Koniach, ramiona „Strumienia“ i „Piny“ poniżej Pińska, Jasiołdy poniżej Horodyszcza, Prypeć powyżej ujścia starego Styru — wartości te dadzą się wydedukować pośrednio, na podstawie pewnych przyjętych zgóry założeń. Nieuchwytną — ściśle biorąc — jest również miara, w jakiej poszczególne dopływy tej przestrzeni (Styr, Pina i Jasiołda), zwiększające wspólnie zlewnię Prypeci z 11.284 km^2 (powyżej ujścia Prostyru) do 33.545 km^2 (poniżej ujścia Starego Styru), oddziaływują zosobna na odpływ rzeki głównej.

Do wyprowadzenia ogólnych wniosków co do odpływu tej partji sieci wodnej nadają się dopiero pomiary przepływu, przeprowadzone w tym punkcie rzeki, w którym wody rozdzielone poprzednio na ramiona Prostyru, Starego Styru, Stubły i Strumienia, koncentrują się napowrót w jednem łożysku, t. zn. — w punkcie

http://rcin.org.pl

położonym poniżej ujścia Starego Styru. Całkowity obszar dorzecza może być tutaj w ogólnych granicach określony z wystarczającą dokładnością, zaś nieuniknione nieścisłości podziału zlewni w mniejszym stosunkowo stopniu oddziaływują na rezultat obliczeń. Z tego punktu widzenia najbardziej szczegółowe badania odpływu zostały przeprowadzone przedewszystkiem na Prypeci w profilu Mosty Wolańskie, który to profil, obejmujący 35.763 km^2 zlewni, daje obraz stosunków hydrologicznych miarodajny dla znacznej części polskiego Polesia (7).

Według dat przeciętnych, obliczonych za okres 1923/24—1930/31, roczny przebieg zmian przepływu w Mostach Wolańskich przedstawia się, jak następuje.

Początek roku hydrologicznego zaznacza się wzrostem objętości odpływu, analogicznym do podnoszenia się poziomu wód; jednak już od grudnia, pomimo rosnącego nadal stanu wody, odpływ zaczyna maleć [1]) — zaś ku końcowi lutego spada do wartości, równej w przybliżeniu rocznemu minimum. Dalszy przebieg zmian przepływu odpowiada naogół zmianom stanów wody: przepływ osiąga swe maximum podczas kulminacji wiosennego wezbrania, następnie zmniejsza się stopniowo aż do najniższych wartości letnich, zaś pod koniec roku zaczyna nanowo wzrastać.

Celem przedstawienia relacji pomiędzy zmianami stanów wody a zmianami objętości przepływu, obliczono dla okresu 1923/24 do 1930/31 przeciętne miesięczne objętości przepływu (w miljonach m^3) oraz przeciętne miesięczne stany wody (w *cm*) i zestawiono następnie miesiące w tym porządku, w jakim następują one po sobie według wyników jednego i drugiego obliczenia (tabela *C*).

Sposób obliczenia sprawia, że zestawienie powyższe może dać tylko ogólną orjentację co do omawianego związku, odzwierciedla ono jednak dość wyraźnie wpływ, wywierany przez zjawiska lodowe na wahania odpływu i stanu wody. Wpływ ten zaznacza się zwłaszcza w tem, że miesiące najintensywniejszego zamarzania — styczeń i luty — zajmują w tabeli odpływów miejsca dalsze, niż w zestawieniu stanów wody, oraz — że odpływ lutego pomimo wysokiego stosunkowo stanu wody jest niemal równy odpływom naj-

[1]) Przyczyna rozbieżności pomiędzy zmianami poziomu wód a zmianami objętości przepływu w okresie zimowym leży w tem, że wskutek spiętrzającego wpływu skorupy lodowej odpływ zimowy przy danym stanie wody jest niższy, niż wynikałoby z normalnych (letnich) pomiarów objętości; innemi słowy: związek pomiędzy stanem a przepływem wody jest w zimie odmienny niż w lecie.

http://rcin.org.pl

TABELA C.

Przeciętna wartość Valeur moyenne			
stanu wody de la hauteur de l'eau		objętości odpływu du débit	
w profilu dans le profil	MOSTY WOLAŃSKIE		
cm	miesiąc mois	10^6 m^3	miesiąc mois
+ 471	IV — kwiecień	1011	IV — kwiecień
+ 452	V — maj	696	V — maj
+ 400	VI — czerwiec	342	VI — czerwiec
+ 389	III — marzec	296	III — marzec
+ 374	I — styczeń	295	XII — grudzień
+ 370	XII — grudzień	234	XI — listopad
+ 361	II — luty	223	I — styczeń
+ 345	XI — listopad	216	X — październik
+ 332	VII — lipiec	203	VII — lipiec
+ 330	X — październik	159	II — luty
+ 307	IX — wrzesień	157	IX — wrzesień
+ 298	VIII — sierpień	154	VIII — sierpień

uboższych pod tym względem miesięcy lata względnie wczesnej jesieni.

Z tabeli tej widać następnie, że w ciągu trzech następujących po sobie, najobfitszych w odpływ miesięcy (kwiecień, maj, czerwiec), odpływa razem przeszło 50% objętości całorocznej, zaś w samym tylko miesiącu kwietniu — przeszło 25%. Natomiast w lutym, w sierpniu i we wrześniu odpływ miesięczny przedstawia zaledwie 4% objętości całorocznej.

Pomiary w Mostach Wolańskich posłużyły inż. Dębskiemu za podstawę obliczenia bilansu hydrologicznego za dziesięciolecie 1922—1932 (1). Obliczenie tego rodzaju uwzględnia następujące czynniki: opad, odpływ, parowanie (wraz z transpiracją roślin), rezerwę wody pozostającą z obserwowanego okresu. zużycie re-

http://rcin.org.pl

zerw okresu poprzedniego. Na podstawie szczegółowej analizy pomierzonych i obserwowanych wartości dochodzi autor do następującego przedstawienia rocznego cyklu hydrologicznego:

w miesiącach od kwietnia do sierpnia wysokość odpływu zmniejsza się stopniowo, przy równoczesnem wyczerpaniu się zasobów wody, retencjonowanej w dorzeczu;

we wrześniu i w październiku odpływ wzrasta, co jednak nie wyczerpuje w całości opadów tego okresu; jednocześnie wzrasta zatem i retencja;

w miesiącach od grudnia do lutego odpływ maleje wskutek zamarzania wód zmagazynowanych w dorzeczu — retencja zaś wzrasta;

w marcu, który to miesiąc przedstawia niejako okres przejściowy, odpływ zaczyna wzrastać, a retencja — maleć.

Obliczony przy pomocy pomiarów w Mostach Wolańskich stosunek objętości odpływu do objętości opadu wynosi:

$$\frac{333{,}59 \,.\, 10^6 \text{ m}^3}{1604{,}39 \,.\, 10^6 \text{ m}^3} = 0{,}208$$

przedstawia więc — w porównaniu z innemi dorzeczami — wartość wybitnie niską. Okoliczność ta jest naturalnym wynikiem małej zdolności odpływowej dorzecza — znacznej retencji powierzchniowej i intensywnego parowania.

Celem uzyskania poglądu na stopniowy przyrost objętości przepływu wzdłuż biegu Prypeci i porównania go z przyrostem odwadnianego obszaru, należy w danym wypadku (zgodnie z poprzedniemi uwagami) przyjąć pewien hipotetyczny rozdział wód pomiędzy poszczególne arterje sieci wodnej (1°). Daty obliczone na tej podstawie dla średniego rocznego stanu wody w pięcioletniem przecięciu 1926—1930, zestawiono w tabeli *D*.

Wbrew regule, stosowanej zwykle do innych dorzeczy, spływ jednostkowy Prypeci okazuje stały wzrost w miarę zwiększania się powierzchni zlewni. Tłumaczy się to odmiennym procesem spływu wód poleskich, w szczególności zaś — retencyjnem działaniem bagien i jezior, oraz brakiem bezpośredniego związku pomiędzy odpływem a opadami płynnemi.

Wogóle spływ jednostkowy Prypeci jest wybitnie niski — znacznie niższy nawet, niż spływ Bugu, zbierającego wody z obszarów sąsiednich.

http://rcin.org.pl

TABELA D.

Przeciętny roczny odpływ okresu 1926—1930.

Débit moyen annuel de la période 1926—1930.

Odcinek rzeki Section du fleuve	Powierzchnia dorzecza Surface du bassin	Objętość przepływu Débit	Spływ jednostkowy Débit spécifique
	km²	m³/s	l/s/km²
Prypeć przy ujściu Prostyru	6068	13,0	2,142
„ poniżej ujścia Prostyru	14922	33,5	2,246
„ „ „ Piny	20647	42,0	2,034
„ „ „ Jasiołdy	26428	63,5	2,403
„ „ „ Bobryka	33053	96,5	2,920
„ „ „ Horynia	63226	198,0	3,132

V. Zjawiska lodowe.

Wspomniany już poprzednio wpływ zjawisk lodowych na régime wód płynących można w ogólnych zarysach przedstawić, jak następuje (3):

Spiętrzenie, jakiego doznają stany wody pod wpływem tych zjawisk, daje się spostrzec już przy pochodzie śryżu, zaś największy rozmiar osiąga ono w okresie dzielącym pierwsze stadjum pokrycia rzek lodem od utrwalenia się powłoki lodowej i wygładzenia jej dolnej powierzchni; w okresie tym stany wód wzrastają pomimo zmniejszania się objętości przepływu pod wpływem mrozu. W czasie trwałego zamarznięcia rzek, opory ruchu wody pod lodem stopniowo maleją, a dopływ wód słabnie w dalszym ciągu; wskutek tego zwierciadło wody opada. W okresie poprzedzającym ruszenie lodów zaczynają spływać w łożyska rzek ciepłe stosunkowo wody pochodzące z topnienia śniegów; pod połączonem działaniem zwiększenia objętości wody i dalszego zmniejszenia oporów przepływu poziom wody szybko wzrasta. W okresie pochodu lodów dopływ wód roztopowych wzmaga się jeszcze, a poziom wody rośnie nadal; spękanie i spływanie pokrywy lodowej (pominąwszy ewentualność powstawania zatorów) zmniejsza wprawdzie stopień spiętrzenia wody, jednak nie usuwa go jeszcze w całości — wpływ zjawisk lodowych na poziom wód ustaje zupełnie dopiero z chwilą ostatecznego oczyszczenia rzeki od lodu, który to moment poprzedza w regule kulminację wiosennego wezbrania.

Przytoczone objawy są zjawiskiem powszechnem. W danym wypadku chodziłoby jedynie o przybliżone określenie długości

http://rcin.org.pl

czasu, w ciągu którego wody Polesia pozostają pod wpływem poszczególnych faz powstawania i znikania lodu.

O ile chodzi o rozpatrzenie tych stosunków w ciągu odpowiednio długiego szeregu lat, to jedynie dwie stacje na tym obszarze — Kaczanowicze i Nyrcza — mają za sobą wystarczająco długi, bo 30-letni okres obserwacyjny (1881—1910); inne stacje zostały założone dopiero po r. 1921. Ponieważ różnice w terminach występowania zjawisk w Kaczanowiczach i w Nyrczy nie są zbyt wielkie, więc przy zestawieniu dat przeciętnych można poprzestać na spostrzeżeniach zanotowanych w Nyrczy, to jest — w profilu, zamykającym przeważną część polskiego dorzecza Prypeci.

Według przeciętnych dat 30-lecia 1881—1910 (11) całkowity okres zjawisk lodowych (rozpoczynający się z wystąpieniem pierwszego śryżu a kończący się z ostatecznem zniknięciem kry) trwa w Nyrczy przeciętnie od 23. listopada do 24. marca, a więc przez 122 dni. Stała pokrywa lodowa tworzy się w przecięciu 4-go grudnia, a pęka 22. marca; rzeka jest więc skuta lodem średnio przez 107 dni w roku.

Porównanie z innemi polskiemi dorzeczami okazuje, że przeciętny czas trwania zjawisk lodowych na Polesiu jest stosunkowo długi, co odpowiada geograficznemu rozmieszczeniu temperatur na ziemiach Polski, a mianowicie — północno-wschodniemu kierunkowi przesuwania się izoterm zimowych. Zgodnie z tem, jedynie rzeki zlewni Niemna i Dźwiny wykazują dłuższy okres zjawisk lodowych, niż sieć wód Polesia.

Biorąc w rachubę, oprócz obserwacyj wymienionego 30-lecia także spostrzeżenia lat 1922—1932, można dla Prypeci w Nyrczy ustalić następujące skrajne terminy zjawisk:

Pierwszy śryż pojawia się pomiędzy 2. listopada a 20. grudnia, rzeka zamarza pomiędzy 7. listopada a 5. stycznia, lody ruszają pomiędzy 7. lutego a 13. kwietnia, zaś znikają ostatecznie pomiędzy 8. lutego a 15. kwietnia.

Rozpiętość pomiędzy temi skrajnemi datami jest więc bardzo znaczna; należy jednak dodać, że np. zejście lodów już w pierwszej dekadzie lutego (1925) jest objawem wybitnie anormalnym.

Résumé.

La partie *I* du rapport contient la caractéristique générale du bassin en question. Les cours d'eau de la vaste plaine de Poléssie, couverte de lacs et de marécages et drainée presque

http://rcin.org.pl

entièrement par la Prypeć, se distingue par de nombreux phénomènes de polyfurcation, effet des pentes trop faibles et de l'érosion latérale intense. Les lits fluviaux se divisent en branches et s'entrecroisent en formant un réseau d'eaux désordonné. A la suite des phénomènes de ce genre, la délimitation des bassins dans une grande partie de Poléssie devient impossible; cette circonstance présente au point de vue des calculs de l'écoulement fluvial un inconvénient considérable aggravé encore par le fait que deux affluents des plus importants de la Prypeć, notamment la Pina et la Jasiołda, sont influencés dans son régime par la répartition artificielle des eaux dans les canaux de navigation, le Canal Royal et le Canal d'Ogiński.

Quant au débit fluvial, Poléssie est caractérisé surtout par l'aptitude d'emmagasiner des grandes quantités des eaux et de retarder leur écoulement ce qui se manifeste surtout dans le processus de l'écoulement tres lent des eaux du dégel. En outre le débit se rapportant, par exemple, à une année hydrologique est influencé à un très haut degré par les phénomènes hydrométéorologiques de la période précédente pendant que les pluies les plus intenses des mois d'été restent presque sans effet pour les variations spontanées du niveau des fleuves.

Les précipitations atmosphériques sont relativement faibles: leurs sommes annuelles moyennes varient pour la plupart du territoire entre 500 et 600 *mm.*

La partie *II* donne un aperçu sur le matériel d'observation récolté par 110 stations limnimétriques, 128 stations météorologiques, 211 stations d'observation du niveau des eaux souterraines et 2 stations évaporimétriques complètes. Le matériel hydrométrique proprement dit comprend 1068 jaugeages du débit.

La partie *III* s'occupe des changements du niveau des eaux. La marche annuelle de ces changements est, surtout pendant la période de végétation, peu accidentée: depuis le point culminant de la crue de fonte des neiges observée pour la plupart au mois d'avril, le niveau de l'eau s'abaisse continuellement jusqu'au niveau minimum apparaissant d'habitude au mois de septembre ou d'octobre. Ensuite le niveau commence à monter, surtout sous l'influence de la baisse successive de la température de l'air ce qui a pour l'effet d'abord la réduction de l'évaporation et ensuite l'apparition des phénomènes de glace changeant les conditions d'écoulement. Ce n'est que vers la fin d'hiver que l'amortissement de l'écoulement par la couche de glace s'atténue et que, par la suite, le

http://rcin.org.pl

niveau de l'eau baisse. La période suivante, celle du dégel, se caractérise par une élévation considérable des eaux jusqu'à la culmination de la crue printanière c'est à dire jusqu'au maximum annuel.

Une comparaison des valeurs moyennes mensuelles des hauteurs de l'eau (voir table *A)* montre que les valeurs en question atteignent leur maximum sans exception au mois d'avril et leur minimum le plus souvent au mois de septembre.

Table *B* donne une orientation sur les termes d'observation des niveaux extrêmes annuels. Il en ressort que les maxima apparaissent pour la plupart des cas au mois d'avril et les minima entre le 15 septembre et le 15 octobre. On peut également observer, pendant la période de congélation, les maxima et les minima secondaires, à savoir: au mois de décembre ou de janvier (maximum) respectivement au mois de février ou de mars (minimum).

Le régime d'écoulement dont traite la partie *IV* du rapport est compliqué par le caractère du bassin (voir partie I). L'impossibilité de délimiter les superficies des bassins de certains affluents ainsi que de celui du fleuve principal lui-même a pour suite que ni le „débit spécifique" (débit correspondant a 1 km^2 du bassin) ni le coefficient d'écoulement (rapport entre la hauteur de l'écoulement et la hauteur des précipitations atmosphériques) ne peuvent être, pour les parties du bassin relatives, déterminés d'une façon directe; on ne peut que les apprécier en se basant sur des suppositions.

Quant aux conclusions générales concernant le régime hydrologique de Poléssie, elles peuvent être basées sur les observations et les jaugeages exécutés dans le profil de la Prypeć à Mosty Wolańskie, parce que ce profil embrasse l'ensemble des eaux qui dans la partie supérieure du fleuve sont partagées entre les bras des fleuves: Prostyr, Stary-Styr et Strumień.

La marche annuelle des variations du débit est analogue à celle des variations des hauteurs de l'eau, excepté la période de congélation. Pendant que le niveau des eaux s'élève presque constamment depuis l'automne jusqu'au premiers phénomènes du dégel, le débit dans tout ce temps diminue en s'approchant vers la fin du février à la valeur du minimum annuel.

Le calcul du bilan hydrologique de la partie du bassin correspondant au profil de Mosty-Wolańskie permet de déterminer le cycle hydrologique dudit bassin (voir No. 1 du régistre de la littérature) de la façon suivante:

Durant presque toute la période de végétation (avril-août) le

http://rcin.org.pl

débit diminue constamment et, en même temps, la réserve des eaux emmagasinées s'épuise; au mois de septembre et d'octobre, par suite de l'évaporation moins intense, le débit augmente sans pouvoir toutefois égaliser la quantité des eaux tombées dont le reste s'accumule dans le bassin; pendant l'hiver (décembre-février) à cause de la congélation des eaux le débit baisse tandis que la réserve monte; le mois de mars représente une période de transition: il initie un accroissement du débit et une réduction des réserves.

En somme, le coëfficient d'écoulement (0,208) est beaucoup inférieur aux valeurs analogues calculées pour les autres bassins de la Pologne, ce qui s'explique en premier lieu par le ralentissement excessif du drainage du bassin favorisant une évaporation particulièrement intense.

Afin d'obtenir des données concernant les changements du débit le long du cours de la Prypeć et de comparer lesdits changements à l'accroissement successif de la superficie drainée il a fallu se baser sur un partage hypothétique des parties du bassin (9). Les résultats du calcul en question sont contenus dans la table *D*. Il semble en ressortir que le débit spécifique, *(1/sec/km²)* de la Prypeć, relativement faible, augmente avec la superficie du bassin, contrairement aux relations observées aux autres fleuves polonais.

La partie *V* s'occupe des phénomènes de glace du réseau des eaux en question, surtout de leur durée annuelle moyenne. D'après les observations de 30 ans (10) la durée totale de ces phénomènes (depuis l'apparition de la glace flottante en automne jusqu'à la disparition définitive des glaçons au printemps) est de 122 jours par an, à savoir — depuis le 23 novembre jusqu'au 24 mars. La couche de glace se forme le 4 décembre et rompt le 22 mars, les cours d'eau sont couverts de glace pendant 107 jours par an.

Les dates ci-dessus changent d'une année à l'autre, parfois considérablement selon les variations climatiques. En 1925 par exemple, la glace a disparu définitivement déjà le 8 février ce qui présente un phénomène tout à fait anormal. En général, Poléssie diffère des parties de l'ouest et du sud-ouest de la Pologne par le fait que la couche de glace s'y stabilise chaque année, sans exception.

Literatura.

1. Dębski K.: *Związki opadu, odpływu i retencji w dorzeczu Prypeci.* („Udział Centralnego Biura Hydrograficznego w pracach Sekcji hydrologji naukowej Międzynarodowej Unji Geodezyjno-Geofizycznej", Warszawa 1934).

http://rcin.org.pl

2. Lencewicz St.: *Międzyrzecze Bugu i Prypeci.* (Odbitka z Tomu XI „Przeglądu Geograficznego", Warszawa 1931).
3. Ogijewskij A. W.: *Zimowij zbih riczok ta joho obczyslennia.* („Naukowo-tiechnicznij Wisnik", Kiiw 1930—1931).
Państwowa Służba Hydrograficzna (4—8):
4. *Rocznik Hydrograficzny — Dorzecze Dniepru* — 1923/24—1930.
5. *Opady atmosferyczne w dorzeczu Prypeci w okresie 1923/24—1929/30.* Opracowała Mg. L. Radomska-Świdzińska (Warszawa 1932).
6. *Szczegółowy podział dorzecza Prypeci.* Opracowała Mg. L. Radomska-Świdzińska (Warszawa 1933).
7. *Stosunki przepływu Prypeci w profilu Mosty Wolańskie.* Opracował Inż. K. Dębski (Warszawa 1933).
8. *Wyniki pomiarów objętości przepływu wykonanych w dorzeczu Prypeci w latach 1932—1931.* (Warszawa 1934).
9. Pruchnik J. *Postępy prac przy meljoracji Polesia.* (Odbitka z „Czasopisma Technicznego", Lwów 1931).
10. Zubrzycki T.: *Rzut oka na stosunki odpływu Prypeci.* („Prace Biura Meljoracji Polesia". Brześć n. B. 1933).
11. Zubrzycki T.: *Okres lodowy na rzekach płynących Polski.* (Odbitka z „Prac Meteorologicznych i Hydrograficznych, Warszawa 1927).

http://rcin.org.pl

EDWARD STENZ

Pomiary magnetyczne w górach Świętokrzyskich

(Observations magnétiques dans les montagnes de S-te Croix)

W lecie 1933 r. Obserwatorjum Krakowskie otrzymało wiadomość ze sfer lotniczych krakowskich, że w okolicach gór Świętokrzyskich zauważono pewne perturbacje magnetyczne podczas lotów, których trasa wiodła ponad wyżyną Kielecką. Jeden z lotów został nawet specjalnie przedsięwzięty przez por. pilota W. Motza w celu bliższego oznaczenia na mapie zakłóconych obszarów. Rezultatem tego lotu był szkic ołówkowy na mapie 1:300.000, sporządzony przez obserwatora sierżanta na podstawie odczytań busoli magnetycznej w samolocie. Według szkicu anomalje występowały w okolicach wsi Bieliny i Bartoszewiny z południowej strony Łysogór oraz we wsi Mirocice, położonej po stronie północnej. Anomalje miały być rzekomo dość znaczne (kilka stopni i więcej) i podobno powodowały niekiedy zboczenie z kursu przy przelocie gór Świętokrzyskich.

Rzeczą godną uwagi było, że obszary, oznaczone jako zakłócone, wypadły w pobliżu wsi i przysiółków o nazwach wielce charakterystycznych, jak: Huta Nowa k. Bielin, Huta Nowa Łysica, Koszary Huta Nowa, Huta Stara, Hucisko i t. p. Nazwy te świadczą niewątpliwie, że kiedyś musiał tu kwitnąć przemysł żelazny, a to znowu każe przypuszczać, że przemysł ten czerpał surowiec na miejscu. Potwierdzeniem tych przypuszczeń są wiadomości kronikarskie o istnieniu w XVI stuleciu hut żelaznych m. in. w Łagowie, założonych przez biskupów kujawskich, ówczesnych właścicieli miasta, oraz hut żelaznych w okolicach Bodzentyna, założonych w r. 1720 przez biskupa Szaniawskiego.

Z drugiej strony wiadomo z geologji, że wyżyna Kielecko-Sandomierska kryje w sobie liczne złoża kruszcowe, m. in. żelaza, zwłaszcza w obrębie czworoboku Tomaszów-Radom-Ostrowiec-

http://rcin.org.pl

Chęciny. W okolicy Gór Świętokrzyskich występuje ono w postaci pirytów (FeS), limonitów ($2Fe_2O_3 . 3H_2O$), syderytów (Fe_2CO_3), a także hematytów (Fe_2O_3). Niektóre rudy były wydobywane początkowo w okolicach Św. Krzyża, potem jednak kopalnie i przemysł żelazny przeniosły się bardziej na północ ku rzece Kamiennej, gdzie istnieją dotychczas, korzystając z bogatszych złóż, niż złoża pod Św. Krzyżem.

Limonity, występujące tu w postaci odmiany, zwanej żelaziakiem brunatnym, oraz syderyty, tworzą wtrącenia w warstwach piaskowca i gliny (syderyt ilasty). Własności magnetyczne tych rud są stosunkowo słabe, mianowicie ich zdolność magnetyczna $\varkappa$, według różnych autorów i w różnych miejscach kuli ziemskiej, wynosi:

piryty	$\varkappa$ =	od 0	do	10.10^{-6}
limonity		od 60	do	600. „
syderyty		od 100	do	430. „
hematyty		od 220	do	3200. „

Ponieważ magnetyzm pierwszych trzech rud jest stosunkowo słaby, a hematyt, nieco bardziej magnetyczny, występuje w mniejszych ilościach, więc *a priori* nie należy oczekiwać w górach Świętokrzyskich bardzo silnych zakłóceń pola magnetycznego ziemskiego, t. j. takich, któreby odchylały busolę lotniczą o znaczny kąt.

Zkolei należy postawić pytanie, jaki jest stan obecny naszych wiadomości o magnetyzmie ziemskim w górach Świętokrzyskich. Otóż wiadomości nasze w tej dziedzinie są bardzo szczupłe, gdyż pomiary magnetyczne w górach Świętokrzyskich nie były dotąd dokonywane. Jak wynika z mapki polskiej sieci magnetycznej, ogłoszonej przez prof. S. Kalinowskiego[1]), najbliższe Łysogórom stanowiska magnetyczne sieci I rzędu znajdują się w Kielcach, Stykowie, Bodzechowie i Bogorji, a więc w narożach czworoboku o obwodzie 145 km. Partję centralną tego czworoboku zajmują Łysogóry, pod względem magnetycznym dotychczas nieznane[2]).

---

[1]) Wiad. Służby Geogr., zesz. 1, 1930; oraz: Union Géod. et Géophys. Int., Sect. Magn. Electr. Terr., C. R. de l'Assemblée de Stockholm Août 1930. Paris, 1931.

[2]) Na tejże mapce prof. Kalinowskiego figuruje w okolicy gór Świętokrzyskich jeszcze jeden punkt (Nr. 158) na wschód od Słupi Nowej. W rzeczywistości odnosi się on do Ludyni, położonej o 1° bardziej na zachód.

http://rcin.org.pl

Celem zbadania miejscowości, oznaczonych na mapie podczas lotu jako zakłócone magnetycznie, zostały przedsięwzięte przez Obserwatorjum Krakowskie orjentacyjne pomiary magnetyczne. Wykonanie tych pomiarów powierzył prof. Dr. T. Banachiewicz, dyrektor Obserwatorjum Krakowskiego, inż. J. Jasnorzewskiemu, asystentowi tegoż Obserwatorjum, oraz piszącemu. Ponieważ pomiary miały mieć charakter jedynie przybliżony, dokładność ich nie potrzebowała być wielka, i wobec tego zamiast niedogodnego w terenie teodolitu magnetycznego użyto zwykłej busoli, a dla wyznaczania nachylenia (na wypadek zachmurzonego nieba, wykluczającego pomiary deklinacji magnetycznej) zaopatrzono się w inklinatorjum typu pokazowego z podziałką 1^0.

Do pomiarów deklinacji posiadaliśmy dwie busole. Jedną z nich była busola Obs. Krak. na statywie, z podziałką do 1^0 i prętem, rzucającym cień od słońca. W praktyce okazało się jednakowoż, że przy słabo przeświecającem poprzez chmury słońcu cień był niewidoczny, wobec czego korzystaliśmy prawie wyłącznie z busoli, którą nam łaskawie wypożyczył p. Edward Janczewski, geofizyk Państw. Instytutu Geologicznego w Warszawie. Busola ta była typu szmalkaldzkiego i posiadała igłę, sprzężoną ze skalą kolistą o średnicy 6,5 cm, obracającą się wraz z nią na ostrzu. Dwa wzierniki, z których jeden był zaopatrzony w lupę pryzmatyczną, pozwalały wizować na słońce, i jednocześnie odczytywać wielkość azymutu na podziałce. Podziałka była półstopniowa i odczytywano ją z dokładnością do 0^01, przyczem należało zwracać uwagę na drobny ruch martwy przy zmianie położenia pryzmatu.

Inklinatorjum magnetyczne zostało nam łaskawie wypożyczone przez prof. Dr. St. Ziemeckiego z Pracowni Fizycznej Państw. Szkoły Budowy Maszyn i Elektrotechniki im. Wawelberga w Warszawie. Dla uniknięcia wpływów wiatru nakrywano przyrząd szklanym kloszem, w celu zaś wyeliminowania asymetrji środka masy i osi magnetycznej w igle przemagnesowywano ją, a także obracano inklinatorjum o 180^0. W ten sposób każde wyznaczenie nachylenia składało się z czterech pomiarów, a ośmiu odczytań, gdyż odczytywano położenie obu końców igły dla uniknięcia wpływu niecentralnego położenia osi igły względem koła pionowego. Płaszczyznę południka magnetycznego wyznaczano zapo-

W związku z tem zniknie także, a przynajmniej zmniejszy się anomalja, jaka występuje na mapce zboczeń magnetycznych tegoż autora (p. tamże) na wschód od Nowej Słupi.

http://rcin.org.pl

mocą tegoż przyrządu, wyszukując dwa położenia przyrządu, w których igła przyjmuje kierunek pionowy. Należy dodać, że oś igły spoczywała nie na ostrzach, lecz w łożyskach agatowych. Dokładność tego przyrządu nie jest znaczna; sądząc jednakże z dobrego wyniku porównań krakowskich (p. niżej) oraz zgodności nachyleń, otrzymywanych w terenie na pobliskich stanowiskach, można przyjąć, że błąd pomiaru nachylenia nie przenosi w tym wypadku jakiejś 1/4 stopnia. Wobec tego wartości I piszemy z jednym znakiem dziesiętnym.

Przy wyznaczaniu azymutów słońca odczytywano czas z dokładnością do sekundy według zegarka kieszonkowego, którego poprawki zostały wyznaczone w dn. 8 i 12 października w Krakowie, t. j. przed wyjazdem i po powrocie z terenu. Chód dzienny tego zegarka nie przenosił 14 sek. W dniu 12. X. 1933 obaj obserwatorzy wykonali w Krakowie pomiary porównawcze nachylenia magnetycznego zapomocą narzędzia, używanego w terenie, oraz inklinometru Dovera Nr. 4, należącego do Obserwatorjum Krakowskiego. Dwa pomiary porównawcze, dokonane zapomocą dwóch igieł, dały na poprawkę inklinatorjum warszawskiego poprawkę — 0°4, którą uwzględniono w niniejszem opracowaniu.

Pomiary porównawcze nachylenia magnetycznego dn. 12. X. 1933. Kraków, Obs. Astronomiczne, pawilon magnetyczny.

		Dover Nr. 4	Inklin. warsz.	Poprawka
8h 20m	Igła 1	65°,0	65°,4	—0°,4
9 10	„ 2	65 ,4	65 ,8	—0 ,4

Pomiary magnetyczne wykonano w terenie w ciągu 3 dni od 9 do 11 października 1933 r. Obserwacje zorganizowano w ten sposób, że azymuty słońca obliczano w sposób przybliżony na miejscu pomiaru, dzięki czemu można było jeszcze w toku obserwacji sprawdzić, czy okolica nie przejawia charakteru anomalnego. Ponieważ cała okolica badana wydawała się normalna pod względem magnetycznym i silnych zakłóceń nie stwierdzono, przerwaliśmy pomiary z końcem trzeciego dnia pracy. Ogółem wykonano 23 pomiary deklinacji i 25 pomiarów nachylenia w 32 stanowiskach. Trzy stanowiska przypadają na Święty Krzyż, 1 na szczyt Łysicy, a 4 na kopalnię rudy w Sosnówce.

Tabela I zawiera zestawienie wyników pomiarów. Spółrzędne geograficzne stanowisk wyznaczono na podstawie mapy 1:75.000. Przedostatnia kolumna podaje wartości nachylenia magnetycz-

http://rcin.org.pl

TABLICA I.

Wyniki pomiarów nachylenia i zboczenia magnetycznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1933.

Stan. Nr.	Miejscowość	φ Szer. geogr. 50° +	λ Dług. geogr. 20° +	Data	Czas śr. eur.	Nachyl. I°	Dekl. D°
1.	Bieliny Kościelne	51',0	56',8	9. X.	7^h 20^m	66°,8	—
2.	Huta Nowa	50,7	59,1	„	8 15	65,6	—
3.	„ „	50,6	59,4	„	8 54	—	−0,6
4.	Koszary Huta Stara	50,2	60,3	„	9 35	65,7	—
5.	Bartoszewiny	50,4	62,1	„	11 28	—	−0,6
6.	Na płd. od Bartoszewin . . .	49,8	62,1	„	12 15	66,1	0,3
7.	Huta Stara	51,0	60,8	„	13 29	66,2	−0,5
8.	Huta Szklana	51,8	61,4	„	14 57	65,7	−0,5
9.	Święty Krzyż, k. szosy	51,7	62,4	„	15 31	—	−0,1
10.	„ „ gołoborze . . .	51,9	62,3	„	16 05	66,6	—
11.	„ „ wieża triang. . .	51,7	63,2	„	16 50	66,6	—
12.	Hucisko	52,7	62,3	10. X.	8 25	65,6	—
13.	Brzeg lasu k. kolejki	52,3	62,6	„	9 08	66,6	−0,1
14.	Mirocice	53,1	62,5	„	9 43	66,8	−1,1
15.	„ droga	53,1	63,4	„	10 22	66,9	−0,4
16.	Hucisko	52,4	63,5	„	11 36	66,8	0,0
17.	Serwis	53,2	65,1	„	12 08	66,2	0,1
18.	Sosnówka, skrzyż. dróg	53,9	65,4	„	12 58	66,8	0,1
19.	„ k kopalni	54,0	65,9	„	13 34	67,0	−0,4
20.	„ „ „	„	„	„	14 00	66,6	—
21.	„ „ „	„	„	„	14 30	66,3	—
22.	„ w kopalni	„	„	„	15 04	67,1	−0,6
23.	k. Słupi Nowej	52,2	65,5	„	15 53	66,8	(0,7)
24.	Wólka	50,8	64,7	11. X.	8 12	66,1	−0,4
25	Trzcianka	50,6	63,3	„	9 36	—	0,5
26	Gran. lasu i wsi Bartoszew. .	50,5	62,5	„	9 56	67,0	−0,4
27.	Koszary Huta Nowa	50,3	58,1	„	11 32	—	0,2
28.	Czaplów, wydma piaszcz. . .	50,6	57,0	„	12 12	—	−0,3
29.	Góra Chełm, szczyt	50,9	57,2	„	13 02	67,2	−0,3
30	Bieliny Kapitulne	51,1	54,4	„	14 56	66,8	−0,3
31.	Kraniec wsi Porębki	52,1	54,6	„	15 45	—	0,2
32.	Góra Łysica	53,4	54,9	„	16 45	66,0	—

UWAGA: Wszystkie podane wartości D są średniemi z dwóch pomiarów z wyjątkiem stanowisk Nr. 14 i 15 (Mirocice), w których wykonano tylko po jednym pomiarze. Wartość D w stanowisku Nr. 23 (k. Słupi Nowej) jest niepewna.

http://rcin.org.pl

nego, poprawione o — 0°4, ostatnia zaś wartości deklinacji magnetycznej. Te ostatnie otrzymano na podstawie azymutów słońca, obliczonych zapomocą wzoru „czasowego". Wartości ujemne oznaczają zboczenie zachodnie, dodatnie zaś wschodnie. Mimo, że na busoli odczytywano kąty na oko z dokładnością do 0°1, błędy w wyznaczaniu zboczenia magnetycznego nie były znaczne i średni błąd pomiaru wynosił zaledwie ± 3'.

Wartości elementów magnetycznych, otrzymane w terenie, sprowadza się zazwyczaj do pewnej epoki przed wniesieniem ich na mapę, aby wyeliminować zmiany, zaszłe w czasie. Z danych magnetograficznych, które nam łaskawie nadesłał Dr. H. Orkisz ze Stacji Magnetycznej w Janowie pod Lwowem, wynika, że w dniach 9—11. X. 1933 redukcje deklinacji na wahania dobowe nie przenosiłyby 3', a więc mniej, niż dokładność naszych pomiarów. Co do wahań inklinacji, to ich amplituda dobowa wynosi około 3'5, zatem w obu przypadkach dokładność naszych pomiarów jest mniejsza od zmian dziennych i wobec tego możemy zaniechać redukcji, wnosząc na mapę wartości obserwowane.

Mapka 1 przedstawia rozmieszczenie nachyleń, mapka zaś 2 rozmieszczenie zboczeń magnetycznych. Jakkolwiek ilość punktów jest nieduża, wykreślono na ich podstawie przybliżone izolinje celem unaocznienia rozkładu przestrzennego magnetyzmu ziemskiego. Jak widać, mapki nie wykazują istnienia silnych zakłóceń na zbadanym obszarze, chociaż zarówno izokliny, jak izogony, mają bieg zniekształcony i wykazują duże gradjenty w okolicy wsi Hucisko i Mirocice (stanowiska 12 i 14). Średnio w Polsce mamy gradjent nachyleniowy około 1° na 120 km, w Mirocicach natomiast gradjent dochodzi do 1° na 2 km, jest więc 60 razy większy. Podobne zwiększenie gradjentu widać na mapce izogon, gdzie w tejże miejscowości zboczenie zmienia się o 0°7 na odcinku długości 1 km. Być może mamy tu do czynienia z początkiem większej i rozleglejszej anomalji, rozciągającej się ku północy, gdzie złoża rudonośne są bogatsze.

Pozostaje jeszcze rozpatrzyć nasze mapki na tle stosunków geologicznych. Z mapy J. Czarnockiego[1]) wynika, że w otoczeniu wsi Mirocice podłoże stanowią osady młodsze, a w szczególności utwory morenowe, i że okolice Św. Krzyża, w których dominuje kambr, są wogóle mało zróżnicowane. Jeżeli zatem anomalja w Mirocicach jest zjawiskiem realnem, to wywołują ją zapewne

[1]) J. Czarnocki. Mapa geologiczna środkowej części gór Świętokrzyskich. Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1919.

http://rcin.org.pl

utwory głębsze. Pod względem geologicznym wyróżniają się natomiast okolice Łagowa, położonego w kierunku płd. wschodnim,

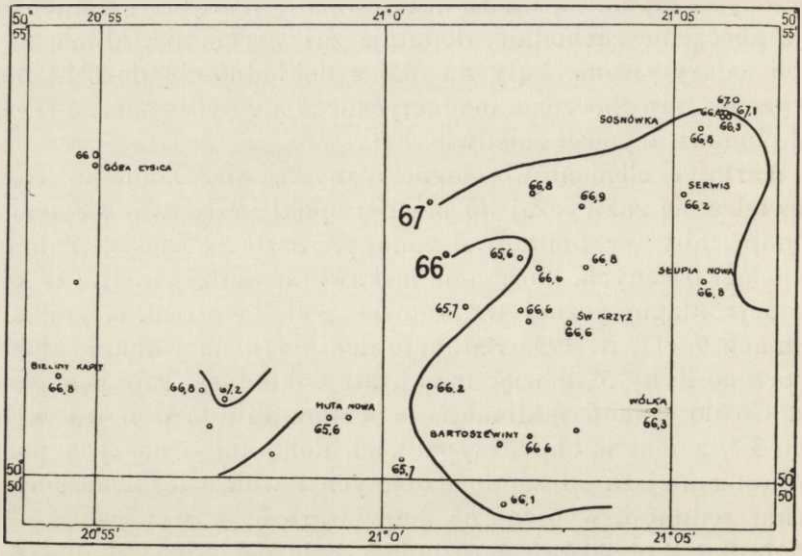

Fig. 1. Nachylenie magnetyczne w okolicy gór Świętokrzyskich.

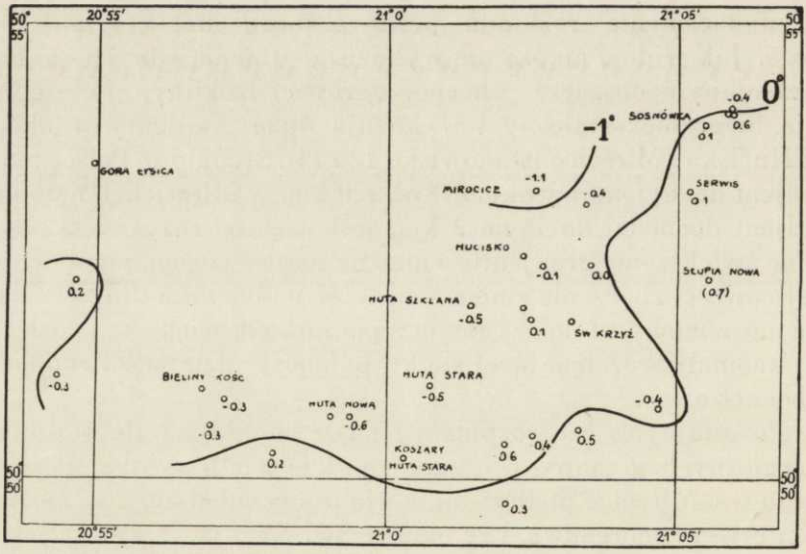

Fig. 2. Zboczenie magnetyczne w okolicy gór Świętokrzyskich.

w których przecina się kilka ważnych linij tektonicznych (na fakt ten zwrócił nam łaskawie uwagę Doc. Dr. Jan S a m s o n o w i c z);

http://rcin.org.pl

tam może nawet mieć miejsce anomalja magnetyczna typu tektonicznego. Zaznaczyć wreszcie należy, że według mapy Czarnockiego na płd.-zachód od Łagowa, w okolicach Barda Górnego oraz we wsi Widełki (na południe od Bielin) występują innego rodzaju skały o właściwościach magnetycznych, mianowicie diabazy, choć na bardzo niewielkich przestrzeniach. Fakty te oraz poprzednio przytoczone prowadzą do przypuszczenia, że w górach Świętokrzyskich mogą istnieć anomalje magnetyczne, wywołane zawartością rud żelaza w podłożu, jednak nie w miejscach, wskazanych drogą wywiadu lotniczego, a przez nas zbadanych.

W związku z tem należy wyjaśnić jeszcze, dlaczego w czasie lotu stwierdzono wychylenia busoli nad górami Świętokrzyskiemi, co doprowadziło do wniosku o istnieniu zakłóceń u stóp Łysogór. Naszem zdaniem są dwie możliwości. 1) Anomalje magnetyczne w badanym terenie istnieją i mogą być stwierdzone drogą lotniczą, lecz zostały niedokładnie oznaczone na mapie. W tym wypadku uda się je odszukać i zbadać po odpowiedniem rozszerzeniu zdjęcia magnetycznego gór Świętokrzyskich. 2) Anomalje tak silne, aby mogły być zauważone w samolocie, nie istnieją w Łysogórach, a relacje lotników oparte były na błędach w odczytywaniu busoli. W obu przypadkach wchodzi więc w grę busola lotnicza i aby tę sprawę wyjaśnić, należałoby zbadać samą busolę lotniczą. Sprawa ta wykracza już poza ramy niniejszego komunikatu. Zaznaczymy tylko, że istnieje cały szereg typów busol, które różnią się znacznie zarówno co do czasu tłumienia, jak i wielkości pociągania. Np. busola obserwatora Aera A. M. 1 ma tłumienie 30 sek. (t. j. czas powrotu do położenia równowagi po wychyleniu o kąt 45^0), a pociąganie 7^0 (t. j. odchylenie róży po dokonaniu obrotu 360^0 w czasie 30 sek.). Natomiast ulepszona busola Smith'a ma tłumienie zaledwie 8—10 sek., a pociąganie tylko 1^0 [1]). Nadto ta ostatnia ma tę jeszcze zaletę, że jest aperjodyczna. Niestety nie wiemy, jakiej busoli używano w czasie lotu wywiadowczego por. Motza. Jeżeli używano busoli dawnego typu, to jest rzeczą możliwą, że wskutek bezwładności busoli powstało pewne opóźnienie w jej działaniu, zatem obszarów zakłóconych magnetycznie nie należy szukać tam, gdzie zostały oznaczone na mapie, lecz nieco dalej. Dalsze pomiary mogłyby wyjaśnić istnienie anomalji magnetycznej w górach Świętokrzyskich, co miałoby znaczenie nietylko dla komunikacji lotniczej, ale przedewszystkiem dla geologji i górnictwa.

[1]) T. Niemczewski. Opis i kompensacja busoli Smith'a. Gł. Wojsk. Stacja Meteor. Warszawa (1931).

http://rcin.org.pl

Komunikat niniejszy ma charakter wiadomości tymczasowej, będącej niejako sprawozdaniem z pierwszych pomiarów orjentacyjnych. W zakończeniu czuję się w miłym obowiązku podziękować uprzejmie Prof. Dr. T. Banachiewiczowi za zainteresowanie się sprawą i sfinansowanie pomiarów magnetycznych w terenie.

Résumé.

En 1933 l'Observatoire Astronomique de Cracovie a été informée par des autorités militaires qu'on a remarqué une perturbation magnétique aux environs des monts de Ste Croix, en les traversant par avion. Il s'agit spécialement des localités, auxquelles se trouvaient au XVI siècle les anciennes fondéries de fer. Pour vérifier, est ce que la perturbation en question fut causée par une anomalie du champ magnétique terrestre, ont été organisées par l'Observatoire de Cracovie des mesures approximatives de la déclinaison et de l'inclinaison magnétiques.

Le tab. I contient les résultats des mesures, effectuées en octobre 1933 par M. l'ing. J. Jasnorzewski et par l'auteur. Après de 3 jours d'observations nous n'avons pu constater que les anomalies faibles, même dans la mine du minérai à Sosnówka. La fig. 1 représente la repartition de l'inclinaison magnétique et la fig 2 les isogones provisoires. Il s'ensuit que les environs des montagnes de Ste Croix sont peu agitées au point de vue magnétique. On peut noter ici que les gisements plus riches des minérais de fer se trouvent plus au Nord de l'autre côté de la crête.

http://rcin.org.pl

JERZY SMOLEŃSKI

Geopolityczne barjery nadmorskie.

(Geopolitische Küsten-Barrieren).

Ogólna geografja polityczna nie rozporządza dotychczas dostatecznie rozbudowaną typologją elementów terytorjalnych, będących przedmiotem jej rozważań. Mamy wprawdzie klasyfikację państw ze względu na ich wielkość i cechy wewnętrzne fizjo- i antropogeograficzne oraz położenie matematyczne i geograficzne. Odnośnie jednak do rzeczy najistotniejszej dla geografji politycznej, mianowicie położenia geograficzno-politycznego: stosunku (statycznego i dynamicznego) do sąsiednich politycznych obszarów, systematyka jest nader uboga. Wyjątkiem jest wyróżnienie takich pojęć jak państwo jedno- lub dwufrontowe, państwo buforowe, albo forpoczty wzrostu („Wachstumspitzen"). A choć pewne kategorje terytorjalne oparte na kryterjach czysto geograficznych (państwo kontynentalne-wewnętrzne, obwodowe-nadmorskie, pomostowe, wyspiarskie i t. p.) zawierają treść geograficzno-polityczną wynikającą ze związku zachodzącego między położeniem geograficznem państwa, a jego potrzebami, tendencjami rozwojowemi i możliwościami, to niemniej systematyka ta jest zbyt ogólna, by była wystarczająca. Stan ten jest o tyle niekorzystny, że ogranicza stosowanie w geografji politycznej metody porównawczej, stanowiącej drogę do uogólnień, do wykrycia ew. prawidłowości zjawisk. Dlatego sądzę, że pożytecznem będzie wyodrębnienie pewnego typu obszaru politycznego, nierozważanego dotychczas szczegółowo i poświęcenie mu bliższej uwagi, tem bardziej, że w dziejach rozwoju terytorjalnego wielu organizmów państwowych i w dynamicznem ich ustosunkowaniu się wzajemnem odgrywa on ważną rolę. Jest to typ, który określam nazwą terytorjalno-politycznej (albo geopolitycznej) *barjery nadmorskiej.*

http://rcin.org.pl

I. Pojęcie geopolitycznej barjery. — Barjera nadmorska.

Barjerą terytorjalno-polityczną albo geopolityczną w szerszem znaczeniu jest każdy obszar polityczny, zamykający pewnemu państwu dostęp do innego obszaru, z którym bezpośrednie zetknięcie odpowiadałoby życiowemu interesowi tego państwa. W stosunku tym mamy więc do czynienia z trzema obszarami: 1) państwem odciętem (zupełnie lub częściowo), 2) barjerą odcinającą, 3) terytorjum przez istnienie barjery mniej lub więcej dla danego państwa uniedostępnionem. Tem terytorjum może być obszar, należący do tego samego państwa (eksklawa polityczna), albo obszar obcy, z którym bezpośrednie zetknięcie przedstawiałoby szczególne korzyści, zazwyczaj ekonomiczne, albo wreszcie obszar morski, do którego dostęp ma dla państwa z reguły doniosłe znaczenie zarówno gospodarcze jak polityczne.

Na tle omawianego stosunku powstaje często tendencja ekspansji odciętego państwa, skierowana ku opanowaniu barjery. Podkreślić należy, że wartość samego terytorjum tworzącego barjerę ma przy tej dążności znaczenie drugorzędne, zawładnięcie niem jest tylko środkiem, celem zaś — zyskanie kontaktu z obszarem leżącym poza barjerą.

Najważniejszym z wymienionych wyżej rodzajów barjer terytorjalno-politycznych jest bezsprzecznie *barjera nadmorska.* Jest to obszar polityczny zamykający pewnemu państwu zupełnie lub częściowo dostęp do morza. Najprostsza ta definicja nie jest jednak ścisła, odpowiadałoby jej bowiem każde państwo nadmorskie, obwodowe, w stosunku do sąsiadującego z niem państwa kontynentalnego, wewnętrznego. A przecież nie będziemy nazywać barjerą nadmorską obszaru Niemiec wschodnich i Polski wobec Czechosłowacji, albo Włoch północnych czy Niemiec wobec Szwajcarji, chociaż kraje te rozciągają się między granicami wymienionych państw a morzem. Momentem ograniczającym definicję, który musi być brany pod uwagę, jest tu stosunek wielkości wchodzących w grę terytorjów. Pozatem wchodzi w grę strona dynamiczna, t. j. istnienie albo nieistnienie tendencji oparcia granic o morze, decydującej o tem, czy obszar dzielący odgrywa rolę przeszkody faktycznej, czy jest nią tylko formalnie. Ta tendencja, znajdująca wyraz w orjentacji polityki terytorjalnej państwa, warunkowana jest nietylko jego geograficznem położeniem oraz fizjograficznym charakterem barjery, ale także wewnętrznemi stosunkami antropogeograficznemi państwa (gęstość zaludnienia, typ

http://rcin.org.pl

i stopień kultury, struktura gospodarcza). Ponieważ te zmieniają się w czasie, przeto parcie ku morzu może nie być zjawiskiem pierwotnem lecz pojawiać się jako wyraz pewnego etapu ewolucji politycznej i gospodarczej państwa. Przykładem jest historyczny stosunek Rosji do Bałtyku. Etapu tego nie osiągnęła jeszcze np. Abisynja. W tych warunkach obszar zamykający dostęp do morza staje się z czasem geopolityczną barjerą nie będąc nią poprzednio.

Dynamiczny charakter stosunku państwa odciętego do nadmorskiej barjery sprawia, że obszar jej równocześnie tamuje dostęp do morza i pośredniczy w związkach z niem. Spełniając funkcje zarówno przeszkody jak łącznika posiada wszelkie cechy przypisywane t. z. strefie granicznej, i to jako całość, a nietylko wzdłuż linji zetknięcia (granicy) z odciętem przez siebie państwem.

II. Typy barjer nadmorskich.

Wśród barjer nadmorskich, które znajdujemy na dzisiejszej politycznej mapie globu lub które istniały w przeszłości, wyróżnić można różne typy.

W stosunku do państwa wewnętrznego, ograniczonego w swobodnym dostępie do pobliskiego morza przez istnienie barjery, ta może być: 1) *zupełną*, czyli zamykającą, albo 2) *niezupełną*, czyli zacieśniającą tylko wspomniany dostęp.

1) *Barjerą zupełną* jest dla Boliwji północne Chile (Tacna), dla Abisynji — nadbrzeżny pas kolonij europejskich: włoska: Erytrea, francuskie Djibuti, brytyjskie i włoskie Somali. Królestwu Jugosławji zamyka dostęp do Morza Egejskiego grecka Macedonja, której wschodnia część wraz z europejskiem terytorjum Turcji odcina od tegoż morza Bułgarję. Formalnie za barjerę oddzielającą od Pacyfiku Argentynę uważać można długie a wąskie terytorjum Rep. Chilijskiej, a Palestynę — za barjerę Keraku. To samo dotyczy obszarów, oddzielających od Adrjatyku dzisiejszą Austrję i Węgry.

Liczniejsze przykłady zupełnych barjer nadmorskich znajdujemy w przeszłości. Przed wojną światową barjerę taką dla królestwa Serbskiego stanowiły należące do Austro-Węgier krainy nadadrjatyckie Dalmacji, Bośni i Hercegowiny. W okresie wojen napoleońskich obraz Europy daje kilka przykładów efemerycznych barjer zupełnych. Przyłączone do Francji krainy na prawym brzegu dolnego Renu od Niderlandów po Lubekę odgradzały terytorjum Związku Reńskiego od Morza Niemieckiego; podobną barjerę od strony Bałtyku tworzyło równocześnie wobec W. Ks. Warszawskiego Królestwo Pruskie. T. zw. Prowincje Illiryjskie odgraniczały cesarstwo Austrjackie od M. Adrjatyckiego, Rzeczpospolita Liguryjska odgrywała tę samą rolę między Piemontem i Parmą a M. Śródziemnem.

W połowie XVII w. posiadłości szwedzkie na wschodnim i południowym

http://rcin.org.pl

brzegu Bałtyku zamykały dostęp do tego morza Rosji, tworząc barjerę zupełną, którą dopiero Piotr W. przełamał. Dobrudża w ręku Bułgarów, a potem Turcji odcinała w XVI w. i później Wołoszczyznę od M. Czarnego, turecka Besarabja — Mołdawję.

Rzeczpospolita Genueńska oddzielała od brzegów M. Śródziemnego w XIV do XVIII w. księstwa Medjolanu i Parmy. Od XIII do XV wieku posiadłości Krzyżaków zamykały dostęp do Bałtyku Polsce. W XIII wieku Macedonja i Tracja należąc do ces. Bizantyńskiego były dla Bułgarji barjerą od strony M. Egejskiego. W czasie wojen Krzyżowych powstałe królestwo Jerozolimskie, hrabstwo Tripolisu i księstwo Antiochji stanowiły barjerę nadmorską dla emiratu Damaszku, później dla państwa Saladyna i Jubidów. W VI w., Septimanja w posiadaniu Wizygotów odcinała od M. Śródziemnego państwo Franków. Przykładów takich można znaleźć więcej.

Nieobojętnem jest, czy państwo odcięte barjerą zupełną od pewnych wybrzeży styka się jednak z innem morzem (np. Jugosławja, Bułgarja), czy pozbawione zostaje wogóle dostępu do brzegów morskich stając się państwem czysto lądowem, wewnętrznem (np. Boliwja, Abisynja). W związku z tem wyróżnić można wśród barjer nadmorskich zupełnych: a) *jednostronne,* i b) *absolutne.*

2) *Barjery niezupełne,* zacieśniające lecz nie zamykające w całości dostępu do morza, są zjawiskiem częstszem. Taką barjerę względem Z. S. S. R. tworzy terytorjum Łotwy i Estonji, względem Polski obszar Litwy, Prus Wsch. i Gdańska oraz częściowo wschodniego Pomorza niemieckiego, ten sam charakter ma dla Niemiec pn. Holandja, dla Belgji Holandja zachodnia, dla Jugosławji włoska Istrja i Litorale. Za barjerę nadatlantycką w stosunku do Hiszpanji uważać można Portugalję. Dostęp Kanady do Pacyfiku zwęża południowa nadbrzeżna wypustka Alaski. Ogranicza zetknięcie Mandżurji z oceanem terytorjum sowieckie na wsch. od Ussuri (Primorje pd.), a częściowo i japońskie na pn. od Korei. Od wybrzeży morza Pd.-Chińskiego odcięty jest Sjam przez Indochiny francuskie, na zachodzie wąską barjerę tworzą brytyjskie posiadłości nad Oc. Indyjskim. Tę samą rolę wobec północnej Argentyny odgrywa Urugwaj i pd. cypel Brazylji.

W przeszłości charakter barjery miała m. i. Dalmacja w posiadaniu rzp. Weneckiej, a potem Austrji, pd. Besarabja w stosunku do przedwojennej Rumunji, Skanja i Hallandja w posiadaniu Danji w XVI w., Pomorze szwedzkie po wojnie 30-letniej, posiadłości Kawalerów Mieczowych (wobec Litwy i Rusi), w starożytności kolonje greckie na wybrzeżach Azji Mniejszej, fenickie nad M. Śródziemnem, etc. etc.

Gdy barjera nadmorska niezupełna nietylko zwęża dostęp zabrzeżnego państwa do morza, ale równocześnie rozbija ten dostęp na dwie części, wówczas terytorjum tworzące barjerę graniczy z państwem odciętem nie na samym froncie wewnętrznym lecz

http://rcin.org.pl

i z obu boków, jest więc przez obszar tego państwa z trzech stron otoczone. Ten typ nazwać można *barjerą oskrzydloną*. Przykładem może być Zara, hiszpańskie Marokko, zaś w przeszłości księstwo (a potem królestwo) Prus przed upadkiem dawnej Polski, albo dawne Pomorze szwedzkie. Zaliczyć tu można także mniejsze, izolowane kolonje, położone na wybrzeżu dużych terytorjów politycznych obcych. Stanowią one forpoczty kolonjalnej ekspansji („Wachstumspitzen"), lub przeciwnie, resztki przetrwałe dawnej kolonjalnej potęgi, niejako relikty terytorjalno-polityczne. Charakter pierwszych mają np. położone na wybrzeżach chińskich Dairen

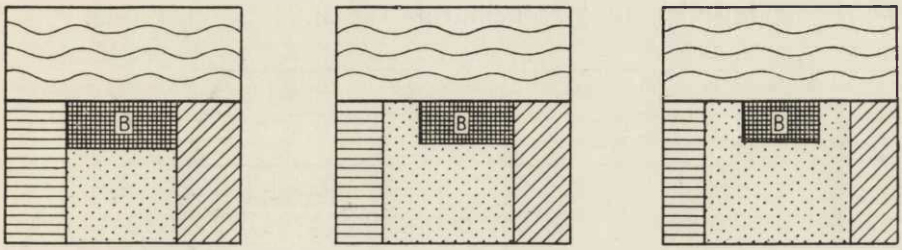

Fig. 1. Schemat barjer nadmorskich samodzielnych: zupełna, niezupełna, niezupełna oskrzydlona.

(jap.) i Fort Bayard (franc.), drugim odpowiadają m. i. portugalskie kolonje w Indjach.

Ważnym momentem dla systematycznej klasyfikacji barjer nadmorskich jest ich geograficzno-polityczny stosunek do państw sąsiadujących z obszarem odciętym. Pod tym względem wyróżnić się dadzą następujące typy:

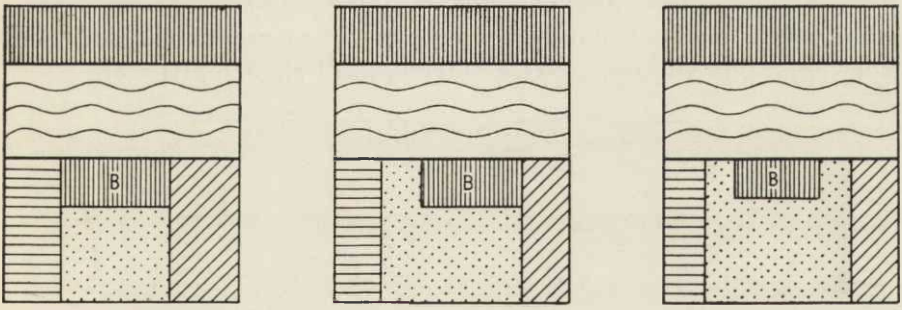

Fig. 2. Schemat barjer nadmorskich typu kolonjalnego, przeciwbrzeżnych: zupełna, niezupełna, niezupełna oskrzydlona.

http://rcin.org.pl

1) Barjera stanowi odrębne, niezawisłe państwo, jak Łotwa, Estonja, Portugalja, Liberja, Urugwaj. To barjery *politycznie samodzielne* (p. schemat fig. 1).

2) Barjera jest częścią składową (w regule kolonją) państwa nie stykającego się bezpośrednio z terytorjum politycznem odciętem. Jest to charakterystyczny *typ kolonjalny*. Należy doń większość nadbrzeżnych kolonij zamorskich państw europejskich.

W obrębie tego typu częste są posiadłości kolonjalne powstałe pod wpływem znanej tendencji opanowania przeciwległych wybrzeży. Przykłady: w przeszłości Grecja — brzegi Azji Mniejszej; Szwecja — pd. brzegi Bałtyku; Danja — pd. Szwecja; obecnie Hiszpanja — Marokko etc. (p. schemat na fig. 2).

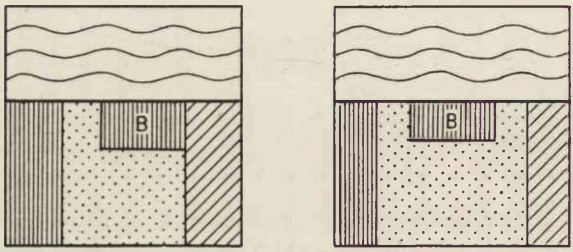

Fig. 3. Schemat barjer nadmorskich eksklawowych: normalna, oskrzydlona.

3) Barjera jest częścią składową państwa sąsiadującego z obszarem odciętym, ale sama nie styka się z niem bezpośrednio, będąc jego eksklawą (rzadziej kolonją), dlatego nazwać ten typ można *eksklawowym*. Przykłady: Alaska, Prusy Wsch., Zara. (fig. 3).

4) Barjera stanowi integralną część państwa sąsiedniego i wiąże się z niem terytorjalnie. Jest to typ *oskrzydlający* najczęstszy w obszarach nie-kolonjalnych. Przykłady: Tacna-Arica, Istrja-Litorale, pd. Holandja, wschodnie Pomorze niemieckie, pn. Norwegja, pn. Albanja, grecka Macedonja, Primorje. (fig. 4).

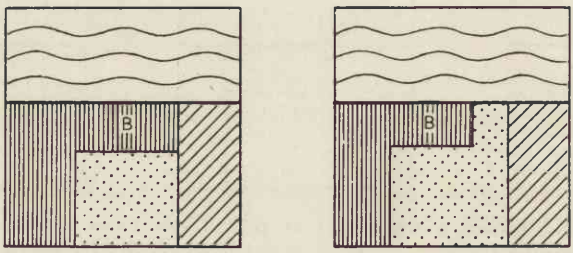

Fig. 4. Schemat barjer nadmorskich oskrzydlających: zupełna, niezupełna.

http://rcin.org.pl

Wymienione typy mogą w obrębie tej samej barjery występować w różnych kombinacjach, obszar bowiem odcinający od morza pewne państwo może być *politycznie jednolity* lub składać się z części należących do różnych organizmów państwowych, t. j. stanowić barjerę *politycznie złożoną*.

III. Uwarunkowanie geograficzne barjer nadmorskich.

Rozpatrując terytorja barjer nadmorskich pod kątem ich stosunku do obszarów wewnętrznych, przez nie odciętych, zauważyć można, że najczęściej tu mamy do czynienia z terenami fizjogeograficznie różniącemi się od siebie. Odznaczając się odmiennemi cechami naturalnemi reprezentują one bądź odrębne jednostki geograficzne, bądź części odrębnych — różnych od wnętrza lądu — krain geograficznych.

Północna część republiki Chilijskiej odcinająca Boliwję od oceanu obejmuje posuszne nadbrzeże i zachodni skłon Andów, wybitnie różniący się od skłonu wschodniego, boliwijskiego, obfitującego w opady i pokrytego bujną wegetacją.

Barjera sowiecko-japońska, zamykająca od wschodu dostęp Mandżurji do Pacyfiku, zaznacza się wyraźnem przeciwieństwem nadmorskiej krainy górskiej (Sichota-Alin, G. Białe) w stosunku do wewnętrznej kotliny.

Dobrudża, która w czasie, gdy znajdowała się w posiadaniu Bułgarji, a potem Turcji, oddzielała od M. Czarnego dawne hospodarstwo Wołoskie, jest wybitną indywidualnością geologiczną i geograficzną, jako stary, zrównany masyw, kontrastujący z przyległą akumulacyjną niziną.

Powtarzająca się w dziejach odrębność polityczna zachodnich wybrzeży Azji Mniejszej (starożytne kolonje greckie; państwa Mysji, Lydji, Karji; zdobycze rzymskie w II w. przed Chr. etc.) stwarzająca z nich nadmorską barjerę, znajduje różnoważnik geograficzny w przeciwieństwie klimatu i budowy wyżyny Anatolskiej a obszaru nadbrzeżnego, który na zach. od południka Konstantynopola ma raczej charakter śródziemnomorsko-europejski.

Podobny oddźwięk w historji terytorjalno-politycznej znajdowała indywidualność geograficzna Krasu nadadrjatyckiego, Riwiery włoskiej, napływowego nadbrzeża M. Niemieckiego, krain nadbałtyckich etc.

Brandenburgja była przed pokojem westfalskiem (r. 1648) państwem czysto wewnętrznem. Barjerę odcinającą je od morza stanowiły księstwa Meklemburskie i Pomorskie, leżące w pasie pojezierzy nadbałtyckich, wyróżniających się hipsometrją i morfologją od reszty niemieckiego niżu. Stosunek tych krain do zaklęsłego obszaru Marchji Brandenburskiej jest podobny, jak stosunek pojezierza Kaszubskiego i Mazurskiego (Pomorze Gdańskie, Prusy Wschodnie) do niziny Wielkopolskiej i Mazowieckiej. I tu — na tle podobnych różnic podłoża — powstały nadmorskie barjery. Różnice te są jednak w danym przypadku zbyt podrzędne, by gwarantować trwałą odrębność polityczną krajów pojeziernego nadbrzeża przy silniejszym naporze z wnętrza lądu. Dowodzi tego dotarcie Brandenburgji do Bałtyku i dostęp do morza Polski.

Wybitne różnice charakteru fizjogeograficznego obszarów nad-

http://rcin.org.pl

brzeżnych, a przyległej krainy wewnętrznej stanowią więc okoliczność sprzyjającą powstawaniu politycznych barjer nadmorskich. Nieobojętny jest przytem stosunek obszaru barjerowego do sąsiedniego obszaru nadmorskiego — dalszego ciągu nadbrzeża. Jeśli tworzą wspólnie całość geograficzną o jednolitych cechach, wówczas związek ich wzajemny silniejszy jest niż z wnętrzem lądu. Przedstawia to warunki ułatwiające ekspansję terytorjalną wzdłuż wybrzeża silnemu państwu sąsiedniemu, w którego posiadaniu znajduje się przyległa część krainy nadbrzeżnej. Tym właśnie warunkom zawdzięczają najczęściej powstanie „barjery oskrzydlające".

Drugim momentem, zwracającym uwagę w uwarunkowaniu geograficznem nadmorskich barjer jest częste występowanie naturalnych przeszkód komunikacyjnych między obszarem nadbrzeżnym tworzącym barjerę, a wnętrzem lądu. Mają one charakter bądź granic naturalnych, bądź przyrodzonych stref oporu.

W pierwszym rzędzie wchodzą tu w grę przeszkody orograficzne: pasma górskie, przebiegające równolegle do wybrzeża. Wystarczy przypomnieć polityczno-geograficzną rolę gór Rodope między Bułgarją a barjerą greckiej Macedonji, pn. Alp Skandynawskich oddzielających Finlandję od norweskich wybrzeży M. Lodowatego Północnego, gór Sichota-Alin w stosunku do Mandżurji, pn. zach. odgałęzienia Atlasu, do którego sięga hiszpański Er-Rif jako barjera dla francuskiego Marokka, pasmo górskie (1000 do 2000 m) oddzielające najwęższą część barjery erytrejskiej od Abisynji, łańcuch Andów etc.

Przykładów z przeszłości dostarczają m. i. pn.-zach. Apeniny w stosunku do dawnej republiki Genueńskiej, G. Pontyjskie, o które z początkiem II w. przed Chr. opierało się państwo Pontu, a w XIII w. cesarstwo Trapezuntu, jako nadmorska barjera dla państwa Ikonjum, G. Taurus odgrywające podobną rolę między temże państwem a nadbrzeżnem królestwem Armenji po IV wyprawie krzyżowej, a w starożytności stanowiące zaplecze Cylicji, etc.

Analogiczne znaczenie jak pasma górskie mają ciągnące się równolegle do brzegu morskiego (lecz w pewnem od niego oddaleniu) obszary anekumeny pustynnej (np. Puna de Atacama), bezdroża krasowe (np. kras dalmatyńsko-hercogowiński), wielkie rzeki (np. Ussuri lub dawniej południkowy odcinek dolnego Dunaju), moczary i puszcze leśne (np. w Prusiech Wsch.). Chodzi tu więc wogóle o wszelkie czynniki hamujące i zluźniające związek terytorjów nadbrzeżnych z wewnętrznemi.

Podkreślając ich niewątpliwą wagę przy powstawaniu barjer nadmorskich, odpowiadającą tendencji umiejscowiania granic po-

http://rcin.org.pl

litycznych na naturalnych przeszkodach (granice naturalne) i strefach oporu, stwierdzić równocześnie należy, że znaczenie ich nie jest trwałe. Izolacyjne oddziaływanie tych czynników, na którem ich geopolityczna rola polega, zmniejsza się bowiem z czasem w miarę postępu komunikacji, trzebieży puszcz granicznych, osuszania bagien etc. To też geograficzne uzasadnienie barjery nadmorskiej, polegające na naturalnem odcięciu jej obszaru od wnętrza lądu w czasie jej powstania, nie gwarantuje samo przez się jej trwałości. O wiele donioślejsze okazuje się pod tym względem zróżnicowanie stosunków antropogeograficznych, powstałe nieraz na skutek istnienia naturalnej przeszkody w ciągu okresu, w którym miała ona charakter hamulca, trwające nadal i wtedy, gdy przeszkoda ta straciła znaczenie izolacyjne.

To samo tyczy antropogeograficznych konsekwencyj różnicy fizjograficznej między obszarem nadbrzeżnym a wewnętrznym, o której znaczeniu była mowa poprzednio.

To, co wyżej powiedziano o roli pasm górskich równoległych do brzegu morskiego, tłomaczy częstsze występowanie barjer nadmorskich na wybrzeżach podłużnych (t. zw. typ pacyficzny) niż poprzecznych (typ atlantycki). Wogóle jednak sprawa ew. uwarunkowania tych bajer przez konfigurację samego wybrzeża przedstawia się mniej prosto. Znajdujemy przykłady terytorjów tworzących barjery zarówno u wybrzeży płaskich jak stromych — bogato, jak i słabo rozwiniętych.

Wybrzeże o właściwościach korzystnych dla żeglugi, przedstawiając objektywnie większą wartość, winno, teoretycznie rzecz ujmując, wzbudzać silniejsze „parcie ku morzu" od strony przyległego wnętrza lądu, nb. pod warunkiem odczuwania tam jego potrzeby i rozumienia jego wartości. Z drugiej jednak strony wywoływać ono może wcześniej dochodzącą do realizacji tendencję do opanowania go ze strony społeczeństw nadmorskich (z sąsiednich lub przeciwbrzeżnych terytorjów), już z morzem zżytych, umiejących z dostępu do niego korzystać i lepiej oceniających wartość dobrze ukształtowanego wybrzeża. Przypomnieć tu można dzieje barjer u zachodnich brzegów Azji Mniejszej. Trwałości historycznej one zresztą nie wykazały.

Wybrzeża o cechach mało korzystnych przedstawiają mniejszą atrakcję. Odnosi się to jednak nietylko do przyciągania ew. inwazji od strony morza lecz i do dynamicznego stosunku do zabrzeża. Niemniej parcie ku morzu ze strony państwa wewnętrz-

http://rcin.org.pl

nego istnieje w zasadzie i w tym przypadku, ma jednak raczej charakter tendencji dotarcia do naturalnych granic przy normalnym procesie ekspansji terytorjalnej. Tendencja ta znaleźć może — chwilowe zresztą — zaspokojenie w oparciu granicy o linję lub strefę oporu, równoległą do wybrzeża, o jakich poprzednio była mowa. Fakt znikania z czasem barjer tym warunkom odpowiadających wskazuje, że stan powyższy jest tylko etapem w terytorjalnym rozwoju żywotnego państwa wewnętrznego i podkreśla podrzędność wszelkich innych granic naturalnych w porównaniu z brzegiem morskim.

Nawiasem wspomnieć tu można, że przerwa miejscowa w dostępie do morza państwa nadbrzeżnego, nie zasługująca jednak na nazwę barjery, pojawia się nieraz u nasady wysuwającego się z wybrzeża półwyspu (Danja, Korea etc.), który jako silnie zindywidualizowana jednostka geograficzna sprzyja wyodrębnieniu politycznemu. Podobne znaczenie wykazują niekiedy narożniki lądów (Portugalja, Tracja, Jemen, Oman).

Dla wyczerpania zagadnienia uwarunkowania naturalnego barjer nadmorskich poruszyć jeszcze należy znaczenie rzek przepływających obszar nadbrzeżny. Jeśli rzeka powyżej ujścia płynie na pewnej przestrzeni równolegle do wybrzeża, może stanowić przeszkodę na drodze ku morzu i tem samem ułatwiać powstanie nadmorskiej barjery (Ussuri, Urugwaj). Zasadniczo jednak rzeki i ich doliny wiążąc zabrzeże z wybrzeżem przyczyniają się do wytworzenia ściślejszego związku między temi obszarami. Dlatego choć nie brak licznych przykładów barjer nadmorskich, na których obszarze znajdują się ujścia rzek, płynących z terytorjów odciętych (Ren, Wisła, Tajo i Duero, przed wojną światową Niemen etc.), charakterystyczną jest rzeczą, że przerwy w barjerach niezupełnych często przypadają właśnie w sąsiedztwie dolnego biegu wielkiej rzeki. Przykładem Kongo, La Plata, Newa, Niemen, Wisła przed r. 1772.

Efemeryczne istnienie wykazują drobne twory polityczne, ograniczone przestrzennie do ujściowego obszaru wielkiej rzeki i tutaj tworzące lokalną barjerę nadmorską. Zamykając wylot naturalnej drogi wodnej (i ew. dolinnej), prowadzącej z wnętrza lądu do morza, są mimo niewielkich rozmiarów szczególnie dotkliwe dla państwa, obejmującego dorzecze danej rzeki, i dlatego narażone na silny nacisk polityczny od strony lądu. Większą trwałość zapewnia im ew. położenie buforowe (Holandja). Klasycznym

http://rcin.org.pl

przykładem barjery będącej takim *tamponem ujściowym* jest terytorjum W. M. Gdańska.

IV. Uwarunkowanie historyczne barjer nadmorskich.

Barjera nadmorska samodzielna, t. j. będąca niezależnem terytorjum politycznem, może być państwem *autochtonicznem:* organizacją ludności tubylczej (np. Łotwa, Estonja, Albanja), — albo *allochtonicznem,* wytworzonem przez element obcy, który zawładnąwszy danym obszarem uzależnił od siebie ludność miejscową, wzgl. wyparł ją lub wytępił, sam zaś zerwał związek polityczny z obszarem wyjściowym (np. dawne Królestwo Jerozolimskie, Ks. Normandji, państwo Zakonu Krzyżackiego).

Autochtoniczne państwo barjerowe może posiadać ludność o tym samym składzie etnicznym co przyległe państwo wewnętrzne, wówczas przedstawia twór przejściowy, nie mający warunków trwałości. (Przykłady: dawna Rep. Genueńska, ks. wschodniego Pomorza i i.). Wspólnota etniczna stwarza bowiem więź, która z czasem doprowadza do połączenia politycznego sąsiadujących terytorjów. Gdy natomiast kraj nadbrzeżny, reprezentujący samodzielną barjerę, zamieszkuje lud inny, niż zasiedlający przyległe wnętrze lądu, wtedy do ew. różnic fizjograficznych między temi obszarami, warunkujących ich polityczną odrębność, przybywa dalszy moment dzielący w postaci zróżnicowania ludności. Jest to moment szczególnie doniosły, wyodrębniające jego znaczenie trwa bowiem i wówczas, gdy wpływ większości naturalnych czynników izolacyjnych traci wartość. To też barjery nadmorskie, o ile (— i dopóki) są dziedziną bytowania odrębnego ludu, wykazują trwałą tendencję do politycznej samodzielności, którą uzyskują nawet po opanowaniu przez sąsiednie, silne państwo wewnętrzne, w momencie gdy państwo to ulegnie osłabieniu. Przykładem dzieje Niderlandów, Finlandji, Łotwy, Estonji, Albanji.

Allochtoniczne państwo barjerowe opiera się na elemencie państwowotwórczym napływowym. Gdy ten zdoła wyprzeć, wytępić lub zasymilować ludność miejscową, państwo nabiera cech odpowiadających omówionemu powyżej typowi barjer samodzielnych autochtonicznych, różniąc się od nich tylko genezą. Podobnie jak one korzysta z odrębności etnicznej w stosunku do wewnętrznego sąsiada.

U podstaw obecnej odrębności politycznej W. M. Gdańska w stosunku do

http://rcin.org.pl

Polski leży dokonane przez Krzyżaków wytępienie miejscowej ludności kaszubskiej (rzeź gdańska 1309 r.) i utrwalenie odtąd większości niemieckiej w mieście i okolicy.

Gdy natomiast władza grupy etnicznej napływowej polega na przewadze organizacyjnej i kulturalno-ekonomicznej, ale nie ilościowej, a proces asymilacji wzgl. wypierania grupy autochtonicznej postępuje wolniej niż jej kulturalna i ekonomiczna emancypacja, — wówczas następuje z czasem opanowanie władzy przez ludność rdzenną będącą w większości; barjera allochtoniczna staje się autochtoniczną.

Przypomnieć tu można historyczną rolę żywiołu niemieckiego na obszarze dzisiejszej Łotwy i Estonji, — ewolucję polityczną tych krain od czasów państwa Zakonu Kawalerów Mieczowych (Kurlandja, Inflanty).

Również dla barjer niesamodzielnych politycznie, wchodzących w skład większych organizmów państwowych, doniosłą rolę odgrywa skład ich ludności. Wspólnota etniczna (pierwotna lub osiągnięta przez kolonizację) obszaru barjerowego z państwem, do którego ten obszar należy, zapewnia barjerze — *ceteris paribus* — większą trwałość; wspólnota etniczna z państwem odciętem trwałości tej zagraża.

Por. znaczenie dla Prus Wschodnich większości niemieckiej, osiągniętej (po wytępieniu Prusaków) drogą kolonizacji kraju, której wynaradawiany element muzurski (polski) na południu nie zdołał zrównoważyć.

Stosunki etniczne wywołane przez kolonizację grecką na wybrzeżach Azji Mniejszej były podstawą powstawania tam — i odnawiania się — greckich wzgl. bizantyjskich barjer nadmorskich. To samo tyczy Istrji i Dalmacji w stosunku do Włoch.

Najważniejszych zresztą czynników, decydujących o większej lub mniejszej trwałości barjery nadmorskiej, szukać należy nie w jej granicach lecz poza jej obszarem. Są one natury zarówno ilościowej jak jakościowej.

Barjera — jako taka — jest tworem stosunkowo małym (to tkwi w samem jej pojęciu). Samodzielna, reprezentująca odrębne państwo, jest więc najczęściej stroną słabszą wobec wewnętrznego państwa odciętego. Znika, gdy jego naporowi sprostać nie zdoła, — jeśli zaś jest silniejsza i rozszerzając granice zagarnia i przyłącza przyległe krainy wewnętrzne, traci cechy barjery, zmieniając się w normalne państwo nadmorskie. Tak tedy proces terytorjalnej ekspansji, czy to skierowanej od wnętrza lądu ku morzu ze strony państwa odciętego, czy też ku wnętrzu lądu ze strony państwa barjerowego, doprowadza do zniknięcia barjery nadmorskiej. „Prawo przestrzeni" (Raumgesetz), sformułowane w geografji politycznej przez

http://rcin.org.pl

Ratzla, przejawia się na niekorzyść tego typu terytorjalno-politycznych tworów.

Ewolucja powyższa tyczy również barjer o typie kolonjalnym, niesamodzielnych. Liczne kolonje zamorskie państw europejskich miały pierwotnie formalny charakter barjer nadmorskich, utraciły go rozszerzając się w głąb lądu. (Kanada, St. Zjedn. A. P., Brazylja, Argentyna etc.).

Barjera niesamodzielna, będąca częścią większego państwa, opiera swe istnienie na jego żywotności i sile. Rozstrzygającym dla jej losów jest więc stosunek sił tego państwa a sąsiedniego, któremu ona dostęp do morza utrudnia lub zamyka. Zasadnicze przytem znaczenie ma napór ku morzu od strony przyległego państwa. Jego brak zapewnia barjerze względną trwałość. Przypadek ten zachodzi, gdy sąsiednie państwo wewnętrzne nie posiada morskich zainteresowań, w związku z posiadaną strukturą gospodarczą, rodzajem i stopniem kultury.

Skrajnym przykładem może być stosunek do morza społeczeństw koczowniczo-pasterskich. Stąd predystynowane dla barjer nadmorskich były w przeszłości (a są po części i dzisiaj) wybrzeża pn. Afryki, Arabji, Syrji, Azji Mniejszej. Słabym pędem ku morzu odznaczają się społeczeństwa czysto rolnicze. Stosunek ten zmienia się jednak z postępem kultury, z ewolucją ekonomiczną, z nawiązaniem do gospodarki światowej. W ostatnim okresie dziejów tendencja uzyskania (wzgl. utrzymania) dostępu do morza jest u wielkich, żywotnych państw regułą, zaznacza się ona wybitnie w polityce terytorjalnej. Wyjątki (Abisynja, Afganistan) świadczą o stanie polityczno-kulturalnego zacofania.

Geopolityczne barjery nadmorskie narażone są więc na stały i rosnący nacisk zewnętrzny i płynące stąd niebezpieczeństwo, podczas gdy czynniki fizjograficzne sprzyjające ich powstaniu tracą wartość ochronną. Dlatego są to w zasadzie twory przejściowe. Szanse większej trwałości posiadają bądź w wyjątkowym przypadku położenia buforowego (Holandja), bądź przez przynależność do państwa silnego, — i to tak długo, jak ono zapewnić im może obronę. W przeciwnym razie prędzej czy później ulegają naporowi z zewnątrz i wchodzą w skład większej organizacji terytorjalno-politycznej, obejmującej wspólnie zabrzeże i wybrzeże. Zamieszkałe przez odmienną niż wnętrze lądu ludność, narodowo uświadomioną i dążącą do politycznej odrębności, zjawiać się mogą na widowni dziejów powrotnie, w momentach politycznych prze-

http://rcin.org.pl

wrotów, jako państwa barjerowe autochtoniczne, zreguły niewielkie, a skutkiem położenia tamującego sąsiadom dostęp do morza skazane w dalszym ciągu na stały nacisk od wnętrza lądu i przez nacisk ten zagrożone w istnieniu.

ZUSAMMENFASSUNG.

1. Als *geopolitische Barriere* ist jeder politische Raum gemeint, der einem Staate den Zutritt absperrt zu einem anderen Raume, dessen unmittelbarer Kontakt den Lebensinteressen dieses Staates entspräche.

In diesem Verhältnis haben wir es also mit drei Gebieten zu tun: 1) der teilweise oder gänzlich abgesperrte Staat, 2) die absperrende Barriere, 3) das Territorium das durch das Vorhandensein der Barriere für den genannten Staat mehr oder weniger unzugänglich erscheint.

Diesem Territorium kann ein Gebiet entsprechen, das zu demselben Staate gehört (politische Exklave), oder ein fremdes, dessen Kontakt dem Staate besondere Vorteile bringen könnte — gewöhnlich wirtschaftliche — oder endlich das Meer, dessen Zugang für den Staat in der Regel von ausschlaggebender, sowohl politischer wie auch wirtschaftlicher Wichtigkeit ist. Auf Grund dieses Verhältnisses ist eine Expansionstendenz des abgesperrten Staates erklärlich, die zur Beherrschung der Barriere führt. Es ist aber zu bemerken, dass dabei der Wert des die Barriere bildenden Territoriums eine untergeordnete Rolle spielt — seine Beherrschung ist nur Mittel, das Ziel dagegen der Kontakt mit dem jenseits gelegenen Gebiete.

2. Die wichtigste von den erwähnten Barriere-Typen ist die geopolitische *Küsten-Barriere*. Es ist ein politischer Raum, der einem Staate den Zutrit zum Meere gänzlich oder teilweise absperrt. Diese einfachste Definition ist nicht ganz einwandfrei. Das beschränkende Moment, das in Erwägung genommen werden muss, betrifft das Grössenverhältnis der in Frage kommenden Räume. Ausserdem muss die dynamische Seite beachtet werden, nämlich ob der Drang zum Meere vorhanden ist, der entscheidet, ob die

http://rcin.org.pl

Sperre tatsächlich eine Hemmung bildet oder aber nur formell als solche erscheint. Dieser Drang, der nicht nur von der geographischen Lage und dem physiographischen Charakter des Gebietes, aber auch von seinen inneren anthropogeographischen Verhältnissen abhängt, erscheint manchmal erst mit der Zeit als Merkmal einer Etappe politischer und wirtschaftlicher Evolution.

Typen von Küsten-Barrieren.

Unter den gegenwärtigen oder geschichtlichen Küsten-Barrieren kann man verschiedene Typen unterscheiden.

1. Im Verhältnis zum abgesperrten Staate kann die Barriere *vollständig* (gänzlich absperrend) oder *unvollständig* (teilweise absperrend) sein.

Der von einem Meere vollständig abgeriegelte Staat kann zu einem anderen Meere freien Zutritt haben — oder aber ausgesprochener Binnenland-Staat bleiben. In diesem Falle ist die ihm den Weg zur See abschliessende Barriere eine *absolute*, — im ersten eine *einseitige*.

2. Wichtig für die systematische Klassifikation der Küsten-Barrieren ist ihr politisch-geographisches Verhältnis zu den Staaten, die an das abgesperrte Gebiet grenzen. Wir unterscheiden:

I) Politisch *selbständige* Küsten-Barrieren, unabhängige Staatsgebiete bildend (Fig. 1).

II) Küsten-Barrieren von *kolonialem Typus* (Fig. 2). Sie gehören zum Staate, der dem abgesperrten Territorium nicht unmittelbar angrenzt.

III) *Exklaven-Typus:* die Barriere gehört zum Nachbarstaate, ist aber von ihm räumlich getrennt (Fig. 3).

IV) *Flankierender Typus,* wo die Barriere ein integraler Teil eines angrenzenden Staates ist und mit ihm räumlich zusammenhängt (Fig. 4).

Innerhalb einer und derselben Barriere können mehrere Typen vorkommen: *politisch zusammengesetzte* Barriere.

Geographische Bedingtheit von Küsten-Barrieren.

Eine vergleichende Überschau der heutigen und geschichtlichen Küsten-Barrieren lässt erkennen, dass sie grösstenteils besondere, von den abgesperrten Gebieten verschiedene, physiographische Landschaften bilden.

http://rcin.org.pl

Markante Unterschiede in der Natur dieser beiden Räume scheinen für die Bildung der Küsten-Barrieren günstig zu sein. Nicht gleichgültig ist dabei das Verhältnis des Barriere-Gebietes zum angrenzenden Küstengebiet, das schon ausserhalb der Barriere liegt. Gehören sie zu derselben natürlichen Landschaft, so ist ihr Zusammenhang inniger als mit dem Innern des Landes. Es sind Bedingungen, die eine Expansion längs der Küste einem kraftvollen Nachbarstaate, dem das angrenzende Küstengebiet angehört, erleichtern. Solchen Bedingungen verdanken grösstenteils ihre Entstehung die sog. flankierenden Küsten-Barrieren.

Das zweite Moment, das bei der geographischen Bedingtheit geopolitischer Küsten-Barrieren die Aufmerksamkeit erweckt, ist das häufige Erscheinen von natürlichen Hindernissen zwischen dem die Barriere bildenden Küstengebiete und dem Innern des Landes. Sie haben den Charakter natürlicher Grenzen, Hemmungszonen.

In erster Linie handelt es sich hier um orographische Hindernisse: Bergzüge, die parallel zur Küste verlaufen. Analoge Bedeutung haben auch in einiger Entfernung von der Meeresküste sich erstreckende aride Anökumene-Gebiete, unwegsame Karst-Landschaften, Seen, Sümpfe und zur Küste parallele Laufstrecken grosser Flüsse, sowie mächtige Wälder. Im allgemeinen sind es also jeder Art Hemmungsfaktoren, die den Zusammenhang der Küsten-und Binnenlandgebiete erschweren.

Ihre Bedeutung für die Bildung von Küsten-Barrieren entspricht der bekannten Tendenz zum Anlehnen politischer Grenzen an natürliche Hemmnisse (natürliche Grenzen) oder Hemmungszonen. Es muss betont werden, dass die Bedeutung dieser nicht beständig ist. Das Isolationsvermögen, in dem ihre geopolitische Rolle begründet ist, vermindert sich nämlich mit der Zeit infolge des Verkehrsfortschrittes, Ausrodung der Grenzwälder, Trockenlegung von Sümpfen u. a. Die geographische Bedingtheit mancher Küsten-Barrieren, die ihrer natürlichen Absonderung vom Innern des Landes zur Zeit ihrer Entstehung entspricht, garantiert keineswegs ihre geschichtliche Beständigkeit. Von grösserer Bedeutung in dieser Hinsicht ist die Verschiedenheit anthropogeographischer Verhältnisse, die öfter als Folge des Vorhandenseins natürlicher Hindernisse entstanden ist, während der Zeit wo diese den Charakter eines Hemmungs-Elementes besassen — und die weiterdauern, obwohl das Hindernis seine Isolationsrolle schon verloren hat.

Dasselbe betrifft anthropogeographische Folgeerscheinungen

http://rcin.org.pl

der physiographischen Unterschiede zwischen dem Küsten-und binnenländischem Gebiet.

Die erwähnte Rolle der zur Küste parallelen Bergzüge und Ketten erklärt das häufigere Erscheinen von Küsten-Barrieren an Längsküsten (Pazifischer Küsten-Typus) als an Querküsten (Atlantischer Typus). Im allgemeinen ist aber die ev. Abhängigkeit dieser Barrieren von der Beschaffenheit der Küste weniger einfach. Wir finden Beispiele von Küsten-Barrieren sowohl an Flach- wie Steilküsten, an Küsten von reicher wie von schwacher Entwicklung.

Für die Schiffahrt günstige Küsten sollen (theoretisch, da sie objektiv einen grösseren Wert vorstellen) einen stärkeren „Drang zur See" seitens des angrenzenden Binnenlandes wecken — angenommen, dass ihr Wert verstanden wird. Andererseits kann sie aber bei einem Seevolke (vom Nachbar-oder Gegenküstengebiet), das schon mit dem Meere bewandert ist und den Wert vorteilhafter Küste kennt, Expansions-Tendenzen hervorrufen, die früher realisiert werden. Weniger günstige Küsten stellen ein schwächeres Attraktionsobjekt dar. Das bezieht sich aber auch auf ihr Verhältnis zum Hinterlande. Dennoch findet auch dann „der Drang zur See" statt, seitens des angrenzenden Binnenland-Staates, er hat aber oft eher den Charakter einer Tendenz zur Erreichung einer natürlichen Grenze bei normalem Prozess der Gebietserweiterung. Diese Tendenz kann eine (vorläufige) Genugtuung finden in der Anlehnung der Grenze an eine der Küste parallelen Hemmungslinie oder Zone, die oben erwähnt wurden. Die Unstätigkeit so entstandener Küsten-Barrieren zeigt, dass dieser Zustand nur eine vorübergehende Etappe in der territorialen Entwicklung eines kräftigen und lebensfähigen Binnenland-Staates ist, und unterstreicht die untergeordnete Rolle aller natürlichen Grenzen im Verhältnis zur Meeresküste.

Es ist noch zu bemerken, dass eine örtliche Unterbrechung eines freien Zuganges zum Meere (die aber nicht als Barriere bezeichnet werden kann) bei grösseren Staaten dort zu finden ist, wo die Küste in eine Halbinsel ausläuft. Als gut individualisierte geographische Einheit begünstigt sie territorial-politische Abgesondertheit. Aehnliche Bedeutung zeigen auch manchmal vorspringende Kontinent-Ecken.

Flüsse, die vom Hinterlande in das Küstengebiet strömen, wirken verbindend; — es sind zwar mehrere Beispiele von Strömen zu finden, die über Küsten-Barrieren quer verlaufen, es ist aber

http://rcin.org.pl

bezeichnend, dass Lücken in manchen unvollständigen Barrieren in der Nähe des Unterlaufes grosser Flüsse sich befinden.

Vorübergehende Existenz zeigen kleine territorial-politische Gebilde, die auf das Mündungsgebiet grosser Ströme räumlich beschränkt sind und hier lokal eine Küsten-Barriere vorstellen. Den Ausgang eines natürlichen Wasser-(und Tal) Weges versperrend, sind sie — ungeachtet ihrer unbedeutenden Grösse — besonders empfindlich für den angrenzenden, das Flussgebiet umfassenden Staat. Deshalb erleiden sie starken politischen Druck vom Innern des Landes. Eine grössere Stabilität haben sie bei ev. Pufferstaatslage. Man kann sie als *Mündungs-Tampone* bezeichnen.

Geschichtliche Bedingtheit der Küsten-Barrieren.

Eine selbständige Küsten-Barriere kann entweder ein *autochtoner,* durch die Organisation örtlicher Bevölkerung entstandener Staat sein, oder ein *allochtoner,* begründet von einem fremden Element, das die bodenständige Bevölkerung unterworfen, verdrängt oder ausgerottet hat, den politischen Zusammenhang aber mit seinem Ursprungsgebiet auflöste.

Wenn ein autochtoner Barriere-Staat von demselben Volke bewohnt wird, wie der angrenzende Binnenland-Staat, so ist er von vorübergehender Existenz. Grössere Stabilität besitzt er, wenn er der Sitz eines besonderen Volkstums ist. Auch nach dem Einverleiben in ein grösseres Reich kann er politische Selbständigkeit erreichen im Moment der Schwächung dieses Reiches.

Der allochtone Barriere-Staat stützt sich auf eingewandertes staatsbildendes Element. Wenn dieses die Ortsbevölkerung verdrängt, ausrottet oder assimiliert, so gewinnt der Staat die Eigenschaften eines autochtonen, sich von ihm nur durch die Genese unterscheidend. Aehnlich wie diesem kommt ihm die Verschiedenheit der Bevölkerung gegen das Hinterland zugute.

Wenn dagegen die Macht des eingewanderten Elementes in organisatorischer und kulturell-ökonomischer Überlegenheit begründet ist, aber nicht zahlenmässiger, und der Vorgang der Assimilierung bzw. Verdrängung der autochtonen Gruppe langsamer vor sich geht als ihre kulturelle und ökonomische Emanzipation — dann erfolgt mit der Zeit die Machtübernahme seitens der örtlichen Bevölkerung die in der Mehrheit ist. Die allochtone Barriere wird zur autochtonen.

Auch für politisch unselbständige Küsten-Barrieren, die Teil-

http://rcin.org.pl

gebiete grösserer Staatsorganismen bilden, spielt die Zusammensetzung der Bevölkerung eine wichtige Rolle. Ethnische Gemeinschaft (ursprünglich oder durch Kolonisation erfolgt) des Barriere-Gebietes mit dem Staate, dem dieses Gebiet politisch gehört, versichert der Barriere, ceteris paribus, grössere Dauerhaftigkeit, etnische Gemeinschaft mit dem abgeschnürten Staate bedroht ihre Existenz.

Die Küsten-Barriere ist, als solche, ein verhältnismässig kleinräumiges Gebilde — das folgt schon aus seiner Definition. Wenn sie, als selbständige Barriere, einen besonderen Staat bildet, ist sie gewöhnlich der schwächere Partner im Vergleiche mit dem durch sie vom Meere abgedrängten Binnenstaate. Wenn sie dem Andrange desselben nicht standhält, verschwindet sie. — Wenn sie aber kräftiger ist und ihr Gebiet auf Kosten des Hinterlandes vergrössert, hört sie auf, Küsten-Barriere zu sein. Der Prozess territorialer Expansion, gleichgültig ob vom Innern des Landes gegen das Meer, oder vom Küstenlande in das Innere des Landes, führt zur Vernichtung der Küsten-Barriere.

Diese Evolution betrifft auch Küsten-Barrieren von kolonialem Typus.

Eine unselbständige Küsten-Barriere stützt ihre Existenz auf die Macht des Staates, dem sie gehört. Ausschlaggebend für ihr Schicksal ist das Verhältins der Macht und Lebenskraft dieses Staates zu dem binnenländischen Staate dem die Barriere den Zutritt zur See einengt oder versperrt. Von grosser Wichtigkeit ist dabei das Vorhandensein oder das Fehlen des Dranges zur See seitens dieses Nachbarstaates. Sein Fehlen gibt der Barriere eine verhältnismässige Sicherheit. Es ist der Fall, wenn der angrenzende Binnenlandstaat kein Seeinteresse besitzt, infolge seiner wirtschaftlichen Struktur und der Art und Stufe seiner Kultur. Ein extremes Beispiel kann das Verhältnis zur See nomadischer Hirtenvölker sein. Auch bei rein agraren Völkern ist der Drang zum Meere schwach. Dieses Verhalten ändert sich aber mit dem Fortschritt der Kultur, mit der ökonomischen Evolution, mit dem Eintritt in weltwirtschaftliches Zusammenleben. Seit längerer Zeit ist die geschichtliche Tendenz zum Erreichen (oder Erhalten) des Zutritts zum Meere eine Regel bei grossen und lebenskräftigen Staaten, die sich in ihrer Territorial-Politik deutlich erkennen lässt. Ausnahmen sind Zeichen einer politisch-kulturellen Rückständigkeit.

Geopolitische Küsten-Barrieren erleiden also steten und wachsenden Druck von Aussen, während die sie begünstigenden Naturfaktoren an Wehrbedeutung einbüssen. Deshalb sind es in der Regel

http://rcin.org.pl

vorübergehende Gebilde. Chancen grösserer Standhaftigkeit besitzen sie im Ausnahmsfalle eines Pufferstaates oder dank dessen, dass sie zu einem mächtigen Reiche gehören — und nur so lange, währt diese Standhaftigkeit, bis das Reich stark ist. Im anderen Falle erliegen sie früher oder später dem Drange von Aussen und werden in eine grössere territorial-politische Organisation einverleibt, die zusammen das Küstenland und das Hinterland umfasst. Wenn sie von einem besonderen (einem anderen als im Hinterland) Volke besiedelt ist, das nationale Selbstbesinnung besitzt und zur politischen Selbständigkeit strebt, kann sie nochmals in Momenten politischer Umwälzungen, als autochtone Küsten-Barriere auf dem Schauplatz der Geschichte erscheinen. Diese Küsten-Barrieren, in der Regel klein und durch ihre Lage den Zugang zum Meere dem mächtigeren Nachbarn abschliessend, sind stetem Druck vom Landesinnern ausgesetzt und dadurch stets in ihrem Dasein bedroht.

(Bemerkung: Im polnischen Text der Arbeit werden die angeführten Thesen und Erwägungen mit konkreten Beispielen unterstützt).

ERKLAERUNG DER ZEICHNUNGEN.

Fig. 1. Schema selbständiger Küsten-Barrieren: vollständig, unvollständig, unvollständig-flankiert.
Fig. 2. Schema von Küsten-Barrieren, Koloniater Typus: (wie oben).
Fig. 3. Schema von Küsten-Barrieren, Exklaven-Typus: normal, flankiert.
Fig. 4. Schema flankierender Küsten-Barrieren: vollständig, unvollständig.

KOŁO GEOGRAFÓW S.U.J.P.
Inw.
BIBLIOTEKA
http://rcin.org.pl

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

Vol. VI. 1926, p. 160+IV, 23 fig. . . . . Prix 6 zł.

J. Loth: Gibraltar. — *J. Smoleński:* Lage und Grenzen des natürlichen geographisch-politischen Raumes von Polen. — *J. Kaczorowska:* Etude géographique sur la „lande" de Kampinos. — *J. Smoleński:* L'épigénèse des vallées subséquentes dans les Karpates polonaises. — *St. Lencewicz:* Quartäre epirogenetische Bewegungen und Veränderungen im Flussnetz Mittelpolens. — *J. Jakubowski:* Deux cartes polonaises récemment retrouvées. — *B. Zaborski:* Oesar entre Grójec et Odrzywół. — *Wł. Massalski:* Nouvelles recherches en Mongolie septentrionale. — *St. Lencewicz:* Congrès XIV géologique international. — Chronique. — Bibliographie.

Vol. VII. 1927, p. 206+IV, 29 fig., 1 pl. . . . . Prix 6 zł.

B. Zaborski: Etude sur la morphologie glaciaire de la Podlachie et des régions limitrophes. — *W. Ormicki:* Die Verbreitung des Kartoffelanbaues in Polen im Verhältnis zur materiellen Kultur. — *A. Maciesza:* Mazovie de Płock comme une région géographique. — *St. Srokowski:* Les couches glaciaires disloquées dans les environs de Szamocin. — *J. Kreutzinger:* Travaux de l'Institut Géographique Militaire. — *St. Pietkiewicz:* Quelques opinions allemandes sur la frontière polonaise.— *J. Smoleński:* Deuxième congrès de géographes et ethnographes slaves en Pologne. — *L. Sawicki:* Expédition de l'„Orbis" en Asie Mineure. — *Wł. Gumplowicz:* What Montesquieu wrote on human geography. — *St. Pawłowski:* Die Drumlinlandschaft in der Umgebung von Kobryń. — *St. Lencewicz:* L'île de Majorque. — *K. Przemyski:* Le terrain éolien de Nieborów. — Chronique. — Bibliographie.

Vol. VIII. 1928, p. 260+IV, 35 fig., 3 pl., 1 carte en couleurs. Prix 6 zł.

B. Zaborski: Carte des confessions d'une partie du departement de Léopol, avec les remarques générales sur ce type des cartes. — *St. Srokowski:* L'individualité géographique de la Prusse Orientale. — *L. Sawicki:* Eine Exkursion auf den Erdjias-Dagh. — *Z. Simche:* Über landschaftliche Pläne der Städte. — *W. Ormicki:* Aufgaben des Lehrers der Erdkunde in der Mittelschule auf Grund der im Geogr. Proseminar der Universität Krakau gemachten Beobachtungen. — *St. Lencewicz:* Epoque glaciaire en Danemark d'après les dernières recherches. — *A. B. Dobrowolski:* Amundsen. — *J. Loth:* Afghanistan. — *Wł. Massalski:* Le premier polonais en Afghanistan. — *S. Pietkiewicz:* Esquisse morphologique de la partie occidentale du district de Suwałki. — *J. Loth:* Congrès international de géographie à Cambridge. — Bibliographie. — Chronique.

Vol. IX. 1929, p. 372+XXIV, 50 fig., 4 pl. . . . . Prix 10 zł.

J. Smoleński: Ludomir Sawicki. — *J. Czyżewski*: Sur les diaclases dans le Sénonien du Roztocze. — *A. Gadomski*: Les captages des affluents du Dunajec dans les Tatra. — *Wł. Gumplowicz*: Die Entwicklung des Bergbaus in Australien. — *J. Jaczynowski*: Morphométrie des lacs de Gostynin. — *St. Korbel*: Cartographie scolaire à l'enseignement actuel. — *Wł. Kubijowicz*: La limite supérieure de l'habitat dans la vallée de la Bystrzyca Nadwórniańska. — *St. Lencewicz*: Les lacs de Gostynin. — *J. Lewiński*: Das Präglazial und das sogenannte präglaziale Weichseltal bei Warschau. — *A. Łuniewski et H. Świdziński*: Sur le bloc jurassique dans les dépôts glaciaires de Łuków. *Wł. Massalski*: La limite nord-est de l'aire du Pinus pinea. — *St. Niemcówna*: Anthropogeographic Problems in the district of the coal-basin. — *Wł. Ormicki*: A Contribution to the Morphology of the Snow-Cover. — *St. Pawłowski*: Le pays de Galles, comme individualité géographique. — *E. Romer*: A few remarks on the tree and névé-lines in the Canadian and Alaskan Cordillera. — *E. Romer*: A few contributions to the Physiography of Glacier Bay, Alaska. — *F.Różycki*: Le bord de la Vistule à Bielany près de Varsovie. — *St. Srokowski*: Ostpreussens Wasserstrassen. — *E. Stenz*: Sur les recherches de la radiation solaire dans les océans. — *H. Teisseyre*: Certaines observations morphologiques dans les Karpates. — *St. Wołłosowicz*: Sur la délimitation du plateau lacustre et du pays des vallées de la Pologne Orientale.

http://rcin.org.pl

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

Vol. X. 1930, p. 315+IV, 44 fig., 1 pl. . . . . Prix 6 zł.

J. Loth: Voyage par l'Afrique du Cap de Bonne Espérance à la Méditerranée. — *B. Zaborski*: Causse Noir et Causse Méjean. — *Wł. Gumplowicz*: Die Kolonisation der Fidschi-Inseln. — *St. Niemcówna*: Excursion morphologique sur les fjords norvégiens. — *Ed. de Martonne*: L'Afrique Occidentale Française. — *St. Srokowski*: Divisions administratives de l'état. — *St. Lencewicz*: Troisième congrès des géographes et ethnographes slaves. — *T. Zubrzycki*: Troisième conférence hydrologique des états baltiques. — *W. Winid*: Chicago, a mammoth American City. — *A. B. Dobrowolski*: A propos de l'Année Polaire. — *J. Lugeon*: L'Année Polaire 1932—1933 et la collaboration polonaise. — *J. Loth*: Expansion politique des Etats européens en Afrique. — *St. Lencewicz*: Prèmiere carte hypsométrique polonaise. — *Wł. Midowicz*: Considérations sur les problèmes anémologiques dans la Tatra. — *St. Nowakowski*: Human Geography in the United States. — *Wł. Deszczka*: Régionalisme. — *R. Gumiński*: Über die Klimaverhältnisse in der bodennahen Luftschicht. — Rapport du Comité géologique de Poléssie. — Chronique. — Bibliographie.

Vol. XI. 1931, p. 208+IV, 15 fig., 1 pl., 1 carte en couleurs. Prix 6 zł.

St. Lencewicz: Les eaux courantes et les lacs entre le Bug et la haute Prypeć. — *Wł. Gorczyński*: Séries actinométriques polonaises effectuées de 1923 à 1928 à bord de 9 navires dans les Océans Atlantique et Indien. — *J. Smoleński*: Zur Evolution der politischen Geographie. — *Wł. Szafer*: The historical development of the geographical area of the spruce in Poland. — *J. Piekałkiewicz*: Deuxième recensement en Pologne. — *R. Gumiński*: L'hiver 1928/29 en Pologne. — *Wł. Massalski*: Le problème de la Mandchourie. — *W. Nechay*: Grottes de gypse à Krzywcze en Podolie. — *M. Gotkiewicz*: Die vordiluviale Hochfläche von Skoruszyna im Orawagebiet. — *St. Lencewicz*: Congrès international de géographie à Paris. — *P. Ordyński*: Exposition coloniale à Paris. — *J. Jaczynowski*: Position de la géographie envisagée par l'enquête americaine. — Chronique. — Bibliographie.

Vol. XII. 1932, p. 246+IV, 18 fig., 2 pl. . . . . Prix 10 zł.

Wł. Massalski: Amou-Daria et son bassin. — *Wł. Gorczyński*: Highest intensity values of solar radiation observed in different regions of the Earth. — *J. Smoleński*: Über zentripetale Grenzabstand-Isochronen. — *B. Świderski*: Sur les éboulements dans les Karpates. — *W. Ormicki*: Développement de la géographie économique en Pologne. — *W. Nechay*: Étude sur la genèse des lacs de Dobrzyń. — *K. Przemyski*: Contribution expérimentale à l'explication de la forme de cailloux à facettes. — *J. Szaflarski*: Sur la thermique des lacs des Tatras. — *St. Lencewicz*: Compte-Rendu de la réunion internationale pour l'étude du Quaternaire, tenue à Leningrad. — Chronique. — Bibliographie.

Vol. XIII. 1933, p. 223+IV, 15 fig., 2 pl. . . . . Prix 10 zł.

J. Lugeon: L'Année Polaire Polonaise à l'Ile des Ours. — *B. Olszewicz*: Jean de Kolno, prétendu précurseur polonais de Colomb. — *S. Gorzuchowski*: Aperçu de géographie humaine du delta du Rhône. — *J. Kondracki*: Die Terrassen des unteren Bug. — *M. Prószyński et E. Rühle*: Les lacs d'origine glaciaire dans une vallée des environs de Grodno. — *L. Sawicki*: Contribution à la connaissance du Quaternaire et de la vallée de la Vistule près de Puławy. — *W. Rewieńska*: Einige Beiträge zur Erkenntnis des Durchbruchtales des Niemen bei Grodno. — *J. Kobendzina*: La glaciation en Sibérie et en Asie Centrale. — *T. Żebrowski*: Survey of natural and economic conditions in Michigan. — Chronique. — Bibliographie.

Première table décennale, p. 27 . . . . . Prix 1·20 zł.

AVIS.

La Revue polonaise de Géographie est expédiée aux Sociétés et Institutions correspondantes par l'intermédiaire du Service des échanges internationaux.
POUR L'ENVOI DE TOUTE CORRESPONDENCE LIBELLER AINSI L'ADRESSE:
VARSOVIE, NOWY ŚWIAT 72

ADRES REDAKCJI: WARSZAWA, NOWY ŚWIAT 72

http://rcin.org.pl