

2283F

+ 1 lot

37

GEOGRAFJA FIZYCZNA

Handwritten signature

WACŁAW NAŁKOWSKI

Zapisać PT.N.

GEOGRAFJA FIZYCZNA

Wydanie drugie przejrzut i uzupełnit

LUDOMIR SAWICKI



Ozdobione 139 rysunkami i mapkami w tekście

CBGiOŚ ul. Twarda 51/55

Wa5126700

WYDAWNICTWO M. ARCTA W WARSZAWIE

1919
<http://rcin.org.pl>



22.835

HN-16085/T

Przedmowa [do wydania pierwszego].¹⁾

Autor niniejszej książki był przed dwudziestu laty wezwany przez redakcję „Biblioteki Matematycznej“ (względnie — Kasę Mianowskiego) do opracowania, dla serji III tego wydawnictwa, obszernego kursu geografji fizycznej wraz z geografją astronomiczną i kartografją, oraz wstępem historycznym, przedstawiającym obraz stopniowego rozwoju geografji.

Dzieło to po sześćioletniej pracy źródłowej, złożone w pomienionej redakcji i do druku przez komitet Kasy Mianowskiego zakwalifikowane, dotąd (t. j. przez lat kilkanaście) spoczywa w rękopisie, mimo to, że od czasu Śniadeckiego nie mieliśmy geografji fizycznej w odpowiednim zakresie. Braki tego rodzaju objaśniają się u nas zwykle „brakiem ludzi, chcących pracować na polu naukowem“—Dziwne zaiste nieporozumienie!..

Ponieważ utraciłem nadzieję, aby pomienione obszerne dzieło ujrzało kiedykolwiek światło dzienne, z ochotą więc przyjąłem propozycję napisania niniejszej, choć małej, popularnej książki w tym samym przedmiocie.

Niniejsza więc książka jest spopularyzowaną (pozbawioną matematycznego aparatu) minjaturą dzieła wyżej wspomnianego, odpowiadającą geografji fizycznej „serji II“ wyżej wspomnianego wydawnictwa²⁾. Przytem przez owe lat kilkanaście, które upłynęły od napisania mego obszernego kursu, nauka taka, jak geografja fizyczna, będąca syntezą wszystkich nauk przyrodniczych, rzuconą na pewne tło—*powierzchnię ziemi*, musiała naturalnie uleść wielkim zmianom, pójść daleko naprzód; albowiem każde prawie ważniejsze odkrycie na polu jakiegokolwiek nauki przyrodniczej musi się naturalnie odbić na jej geograficznej syntezie.

Wskazemy tu na ważniejsze z tych zmian.

W morfologii powierzchni ziemi radykalne poglądy Suessa ma zupełnie bierną rolę zjawisk wulkanicznych przy tektonicznych

¹⁾ Wyrazy w nawiasach dodane lub zmienione przez wydawcę II wyd.

²⁾ Ta „serja II“ była też u mnie przez redakcję „biblioteki matematycznej“ zamówiona i miała wyjść po wydrukowaniu „serji III“.

procesach górotwórczych, oraz jego ultrakrytyczny pogląd na wiekowe podnoszenie się brzegów napotkały na pewną reakcję w pracach Löwla, Geikiego, Siegera, Brücknera i innych.

Zmiany poziomu morza, doprowadzone w pracach Pencka do przesady, zostały zredukowane do minimum przez prace Helmerta, Hergesella i Drygalskiego. Sama orogenetyczna teoria kurczenia (Suessa i Heima) uległa zaatakowaniu przez wywody matematyczne geofizyków angielskich, jak Fisher, Mellard Reade i inni. A jakkolwiek wywody te, jako wychodzące z pewnych dowolnych przypuszczeń, nie zdołały obalić teorii kurczenia, to jednak uzyskały pewne prawa i dla innych orogenetycznych teorii, jak termalna (Mellard Reade'a), izostaticzna (Duttona) i teoria ześlizgiwania (Reyera). W hidrografji badania uczonych amerykańskich (Davisa i innych) nad dziejami rzek, ich zmianami i genezą przyniosły ważne rezultaty.

Erozja lodowcowa, doprowadzona przez Pencka (za przykładem Ramsaya i innych) do przesady, przez innych (Heima) zaprzeczana, znalazła wyjście na drodze pośredniej. Kwestja przyczyny ruchu lodowców, która dała początek dwom głównym teoriom Forbesa i Heima, została rozstrzygnięta na korzyść tego ostatniego. W klimatologii zarzucenie [badań nad] ogólną cyrkulacją atmosfery (Dove) dla badań lokalnych [wirów], cyklonów (Buys Ballot i t. d.), natrafiło na reakcję: cyklony, które „niewiadomo skąd przychodzą i dokąd idą“, okazały się przynajmniej poczęści skutkami cyrkulacji ogólnej; zaczęto znów zwracać na nią uwagę (Ferrel, Siemens, Oberbeck) i t. d. i t. d.

Te i tem podobne rezultaty poszczególnych specjalnych badań starałem się co roku rejestrować krytycznie w prowadzonych przeze mnie „Kronikach Geograficznych“ („Wisła“), które mi ułatwiły naturalnie pracę niniejszą.

Prócz tego przez owe lat kilkanaście wyszło wiele niezmiernie doniosłych prac ogólnych, traktujących systematycznie, bądź całokształt geografji fizycznej, bądź pewne jej działy: do dawniejszych prac tak klasycznych, jak Suessa *Das Antlitz der Erde*, Richthofena *Führer für Forschungsreisende*, Neumayra *Erdgeschichte*, Heima *Gletscherkunde*, Hanna *Klimatologie*, Wojekowa *Klimate der Erde*, Supana *Physische Erdkunde*, Günthera *Handbuch der Geophysik und der physikalischen Geographie* i t. d. przybyły nowe: Pencka *Morphologie der Erdoberfläche*, Walthera *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*, Lapparenta *Leçons de Géographie physique* i t. d. Wyszły też nowe, zupełnie zmienione

opracowania wyżej przytoczonych prac Neumayra i Supana, a także Wagnera *Lehrbuch der Geographie* (nowe opracowanie dawniejszego Guthe-Wagnera). Wszystkie powyższe nowsze dzieła, prócz zarejestrowania nowych zdobyczy, przyniosły same również wiele nowych poglądów. Wszystko to musiało być o ile możności uwzględnione w tej książce.

Wreszcie obok dawniejszych specjalnych czasopism geograficznych, jak: *Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie*, *Zeitschrift für Schulgeographie*, jak *Petermann's Geographische Mitteilungen*, które przez dodatek krytyczno-sprawozdawczy (*Litteraturbericht*) daje obraz całej literatury geograficznej bieżącej, powstało wyborne czasopismo nowe: Hettner's *Geographische Zeitschrift*, które zaczęło obznajamiać czytelników z ruchem na polu geografji już nie tylko zapomocą pojedynczych recenzji, lecz zapomocą ogólnych sprawozdań, podobnie jak to ja czyniłem we wspomnianych wyżej „kronikach geograficznych“, z tą jednak różnicą, że praca sprawozdawcza w czasopiśmie niemieckiem została rozłożona na kilku autorów, pracujących w poszczególnych gałęziach geografji (co zresztą miało miejsce już poprzednio w *Geographisches Jahrbuch*) i na to wydawnictwo również miałem wzgląd przy opracowaniu niniejszej książki.

Wszystko to, cośmy wyżej powiedzieli, miało na celu zaznajomienie czytelnika z genezą i źródłami niniejszego kursu geografji fizycznej. Teraz co się tyczy *zakresu przedmiotu nią objętego oraz metody*, to wiadomo, że jak w geografji człowieka (antropogeografji) idea, zapładniająca tę gałąź geografji, była na początku zeszłego stulecia idea *Rittera*, to jest idea związku między człowiekiem i przyrodą, tak w geografji fizycznej, ku której pod wpływem ruchu przyrodniczego, wywołanego przez Lyella i Darwina, zwrócili się geografowie czasów nowszych, za przykładem *Peschela* (*Neue Probleme der Vergleichenden Erdkunde*), płodną ideą stała się w ostatnich czasach, szczególnie dzięki Riechthofenowi (*China i Führer für Forschungsreisende*), idea *genetycznego traktowania zjawisk geograficznych*; mianowicie idea, na zasadzie której obecnie formy powierzchni ziemi uważamy nie jako coś stałego, danego, lecz jako coś, co się staje; jako *skutki sił*, działających przez wieki; jako rezultaty ciągłych *zmian*; jako fazy chwilowe, znikome. Dzięki tej idei martwe przedtem formy nabrały życia. Dawne, czysto zewnętrzne porównania i grupowania (przyczem nieraz zjawiska zupełnie różne, co do istoty, zaliczano dla względów formalnych do jednej grupy, tak „jakby wieloryba zaliczać do jednej

grupy z rybami, a nietoperza -- z ptakami“) zostały zastąpione przez głębsze, oparte na istocie, na pochodzeniu; powstały w geografji *klasyfikacje genetyczne*. Tym sposobem morfografja ziemi zmieniła się w *morfologje*, która obecnie stanowi najważniejszą część geografji fizycznej, albowiem powierzchnia ziemi z jej urozmaiconemi formami plastyki i konfiguracji stanowi podstawę, na której odbywają się wszystkie inne zjawiska geograficzne. Wszedłszy na tę drogę genetyczną, *geografja musiała złąć się w jedno z geologją*; wszelkie próby oddzielenia, odgraniczenia od siebie tych nauk, bądź przez pozostawienie geografji sił zewnętrznych, bądź przez ograniczenie jej tylko do czasów obecnych, — próby nawet tak znakomitego umysłu jak Richthofen (*Aufgaben und Methoden der heutigen Geographie*), — prowadzą do naciągów i sprzeczności. Naturalną bowiem jest rzeczą, że gdy *geo-grafja* zaczęła od faktów, opisu (*grafja*) wznosić się do badań, uogólniań (Ritter, Humboldt, Peschel, Richthofen), stała się nauką, *geo-logją*, musiała się złąć z nauką, która dotąd pod tą ostatnią nazwą, była czemś różnem od geografji. Złanie to stało się tem ściślejsze, tem istotniejsze, oparte nietylko na etymologii, że dawna geologia rozwijała się w kierunku przeciwnym: od uogólnień, hipotez co do przeszłości ziemi, nieraz niedość ugruntowanych na faktach, zaczęła się właśnie zwracać po stwierdzenie do faktów obecnie obserwowanych (Lyell, Hoff).

Powyższy pogląd na złanie się geografji z geologją, wypowiedziany przeze mnie już dawniej („Prawda“ 1892, Nr. 48), nie pozostał odosobniony: Lapparent w swych „Leçons“ przytacza zupełnie analogiczne zdanie angielskiego geografa Mackindera („Formule vraiment saisissante“), że „geologia zaczęła rozważać przeszłość w świetle terażniejszości, a geografja zaczęła rozważać terażniejszość w świetle przeszłości“; wobec tego musiała nastąpić unja obu nauk.

Do tej nowej geologii (geografji) nie wejdą wprawdzie niektóre działy dawnej geologii, jak paleontologia i petrografja, ale to nie obala powyższego poglądu, albowiem sami geologowie (Neumayr, *Erdgeschichte*) przyznają, że działy te wobec rozwoju wiedzy stały się naukami samodzielniemi; nie stanowią więc one części składowych geologii (geografji), lecz tylko jej nauki pomocnicze. I choćby jak najwięcej gałęzi geologii (geografji) wydzielilo się z niej, rozwinęło w nauki samodzielne, to przez to geologia (geografja) nie zniknie, nie stanie się pustą formą, z której uleciała wszelka treść; wzniesie się tylko na wyższy stopień uogólnienia

rezultatów, dostarczonych jej przez te wszystkie, z jej łona wyszłe, nauki specjalne.

Co do *stopnia nauki*, względu na przygotowanie czytelnika, pisząc tę książkę, przypuszczałem znajomość moich podręczników: „Geografji Poglądowej“ i „Rozumowej“. Do życzenia też byłoby zaznajomienie się czytelnika poprzednio z jaką, popularną choćby, geografją astronomiczną, np. z wybornym podręcznikiem St. Kramszyka („Ziemia i Niebo“).

Wspomnimy wreszcie, że co do *uilustrowania, upogładowienia* ogólnych zasad nauki, to wybierałem liczne *przykłady z naszego kraju* naprzód jako takie, które najłatwiej będzie czytelnikowi naocznie sprawdzić, a powtóre: chcieliśmy w ten sposób zastąpić, choć w drobnej części, dotkliwy u nas brak podręcznika do szczegółowej geografji naszego kraju. Nie starałem się natomiast unikać wielu wyrazów *technicznych obcych*, przyjętych we wszystkich językach, choć wiem, że z tego powodu powstaną na mnie liczni „pedagogowie“. Rzecz dziwnal ci sami pedagogowie, którzy nie wahają się wpakowywać w głowę ucznia całych tysięcy bezmyślnych „słówek“ łacińskich, greckich, francuskich, niemieckich i t. d., oburzają się na kilkadziesiąt wyrazów technicznych, których pominięcie i omawianie czyni rzecz zawsze rozwlekłą, a często nieścisle, przytem utrudnia uczniowi w przyszłości korzystanie z dzieł zagranicznych.

Sądzymy, że obecna „geografja fizyczna“ *wypełni też* i z ogólnego względu *pewną lukę*, nie posiadamy bowiem odpowiedniej książki w tym przedmiocie. Mamy wprawdzie tłumaczenia i przeróbki paru geografji fizycznych i geologii, ale te nie czynią zadość potrzebie: dwie książeczki Geikiego „Geologja“ i Geografja fizyczna“ odpowiadają razem wzięte swą treścią naszej „Geografji fizycznej“, są wyborne pod względem metodycznym i stoją na wysokości dzisiejszej wiedzy: co do stopnia nauki jednak są zbyt elementarne, oraz (dlatego) urywkowe. Toż samo mniej więcej można powiedzieć o oryginalnie napisanej „Geografji Fizycznej“ A. Witkowskiego (która przytem jest już nieco przestarzała), oraz o ludowych książeczkach M. Brzezińskiego, traktujących główne działy geografji fizycznej („O Morzach i Łądach“ i t. d.). „Fizjografja“ Huksleya, „Zjawiska Ziemskie“ Reclusa, „Dzieje Ziemi“ Shalera i „Geologja“, dana w przeróbce dr. prof. J. Siemiradzkiego, odpowiadają wprawdzie co do stopnia nauki, a poczęści i co do zakresu, naszej książce, ale tylko pierwsza z nich zasługuje tu na uwagę,

jako wyborna pod względem metodycznym, podobnie jak prace Geikiego, lecz i ona, jako biorąca za punkt wyjścia stosunki lokalne, francuskie (tłumaczona z przeróbki francuskiej), jako pozbawiona prawie ilustracji, wreszcie jako nieco przestarzała, nie jest wystarczająca. Co zaś do trzech ostatnich prac, to te, jako spolszczone niedbale i bez dostatecznej znajomości rzeczy, zawierają tyle błędów i sprzeczności, iż całkowicie nie mogą być brane w rachubę ¹⁾.

[*Wacław Nałkowski*].

[Warszawa, w roku 1904].

Zamiast przedmowy do wydania drugiego.

Autor książki, wydanej obecnie po raz wtóry, sam przystąpił do przygotowania tegoż wydania, o czem świadczą nieliczne zresztą i drobne poprawki i uzupełnienia, pochodzące z Jego ręki. Zamiarem Jego przytem było — jak to wynika z kilku słów rozpoczętej przedmowy do wydania drugiego —: „podnieść nieco poziom niniejszego kursu geografji, odpowiednio do przygotowania i potrzeb klas wyższych“.

Chcąc zadość uczynić temu życzeniu ś. p. Wacława Nałkowskiego, rodzina Jego uprosiła mnie, bym przejrzał i uzupełnił tekst „Geografji fizycznej“. Konieczność wydania drugiego wynikała zarówno z wyczerpania wydania pierwszego, jak i z dotychczasowego braku innej, analogicznej książki tego rodzaju i pokroju w języku polskim, wreszcie — i to był wzgląd najważniejszy — z szybko rosnących potrzeb budzącej się do nowego życia narodowej szkoły polskiej. Dlatego też zgodziłem się, by dzieło, do którego sam autor, wytrawny i zasłużony pionier polskiej nauki geografji, wielką przywiązywał wagę i które w dzisiejszej szkole polskiej odegrać może rolę poważną, wydać w formie zgodnej z obecnymi wymaganiami nauki.

Dwie jednak nastroczały się poważne trudności: w pierwszym rzędzie okoliczność, że organizacja szkół polskich jest obecnie w toku, tak iż niepodobna przewidzieć, jaki będzie zakres geografji

¹⁾ Kto chce obszerniej poznać dzieje ziemi, krótko tylko w niniejszej książce traktowane, ten niech przeczyta nasz artykuł „Rozwój ziemi“, pomieszczony w książce zbiorowej „Świat i człowiek“.

w uczelniach naszych różnego typu nawet w najbliższym czasie; tem trudniej dostosować książkę do tych wymogów. Powtórnie zachodziła obawa, by radykalne odkształcenie książki, którego domagał się szybki rozwój nauki i pedagogii geograficznej w ostatnich 13 latach, nie zatarło jego pierwotnych rysów w zupełności.

Wzgląd pierwszy skłonił mnie do licznych, możliwie treściwych uzupełnień, by książka, nie zastosowana zresztą do żadnego specjalnego poziomu, mimo swej popularnej formy służyć mogła zarówno nauczycielom szkół średnich dla przygotowania wykładów szkolnych, jak i w braku innego polskiego podręcznika do pewnego stopnia też kandydatom stanu nauczycielskiego na uniwersytetach. Przytem jednak nie można było ani przekroczyć ciasnych rozmiarów książki, ani też zmienić elementarnego sposobu przedstawienia rzeczy, zastosowanego przez ś. p. Nałkowskiego.

Ważniejsze i obszerniejsze uzupełnienia dotyczą: morfologiczno podziału skał, hipotezy płaszczowinowej, sił morfologicznych i teorii cyklu geograficznego, paleogeografji i paleoklimatologii, krajobrazu lodowcowego, pustynnego i krasowego, morfologii dolin i wulkanizmu, fal i tidów morskich, wreszcie typów klimatycznych.

Natomiast inne ustępy geografji fizycznej, pominięte lub niedostatecznie w tej książce przedstawione, nie można było nakreślić bez zasadniczej przeróbki książki, której umyślnie unikałem; odnosi się to przedewszystkiem do wiadomości zasad geodetycznych i geofizykalnych, np. też do seismologii, topografji, hydrodynamiki i wreszcie biogeografji.

Wzgląd na drugą trudność nakazał mi rzec się zasadniczych zmian zarówno w dyspozycji materji jak i w metodzie przedstawienia spraw. Istotnie usunąłem tylko ustępy oddzielne „o zmianach lądu, wód lądowych i oceanów“ przez wcielenie poruszonych tam spraw do ustępów, gdzie ich dynamika była przedstawiona w związku z opisem form statycznych.

Zewnętrzna szatę książki zmieniłem tylko o tyle, że wprowadziłem pisownię, uchwaloną przez Akademię Umiejętności w porozumieniu z Departamentem Wyznań i Oświaty, że zastąpiłem niektóre obrazy i rysunki nieodpowiednie lepszymi, wreszcie że przerysowałem dodane mapki. Dokładny indeks materji, miejsce i autorów ułatwi zorientowanie się w książce i podniesie jej użyteczność. Ustęp o zasadniczych wiadomościach z kosmografji (str. 1—28), dodany na życzenie rodziny ś. p. Nałkowskiego dla większej użyteczności książki, pochodzi z pod pióra prof. J. M. Krassowskiego (Warszawa).

Żywię nadzieję, że „Geografja fizyczna“ ś. p. W. Nałkowskiego w nowej swej szacie spełni dalej to wielkie zadanie, które jej przypadło w wychowaniu społeczeństwa.

Życzycj jednak należy, by zachęciła innych do wydania analogicznych podręczników, przystosowanych już ściśle do potrzeb kształcącey się młodzieży, jak i stanu nauczycielskiego zakładów naukowych średnich, wyższych i głównych odrodzoney szkoły polskiej. Wówczas osiągniętym będzie i bezpośredni i pośredni cel książki jako też jej szlachetnego, przedwczesnie nauce polskiej zmarłego autora.

Ludomir Sawicki.

W Krakowie, dnia 1 maja 1917 roku.

(CZĘŚĆ PRZYGOTOWAWCZA).

Wstęp

I

SPIS RZECZY.

	<i>Str.</i>
Przedmowa do wydania pierwszego	V
Zamiast przedmowy do wydania drugiego	X

I. WSTĘP.

1. Zasadnicze wiadomości z kosmografji	1
2. Powstanie ziemi i jej dzieje	29

II. Część ogólna Geografji Fizycznej.

A) MATERJAŁY.

I) Skład, pochodzenie i podział skał (petrografja) 36

1. Podział genetyczny skał	36
a) skały osadowe	36
b) skały wybuchowe	43
2. Morfologiczny podział skał	46

II) Układ skał (tektonika) 47

1. Układ skał osadowych	47
2. Układ skał wybuchowych	54

B) SIŁY (dynamika) 56

1. Siły wewnętrzne	57
a) Siły górotwórcze	57
b) Siła wulkaniczna	59
2) Siły zewnętrzne	60
a) Wietrzenie	61
b) Erozja i denudacja	62
c) Transport i akumulacja	67
d) Morfogeneza	69

C) HISTORJA ZIEMI (stratygrafja) 72

a) Okresy rozwoju ziemi	72
b) Paleogeografja	76

II. CZĘŚĆ SZCZEGÓŁOWA.

Str.

	A) LĄD (litosfera)	81
	I) Rozkład i kształtowanie poziome lądu	81
1.	Lądy stałe	82
2.	Półwyspy	84
3.	Wyspy	85
	a) Wyspy kontynentalne	85
	b) Wyspy pierwotne	86
	aa) Wyspy wulkaniczne	86
	bb) Wyspy koralowe	87
4.	Flora i fauna wysp	90
5.	Linja brzegowa, brzeg, wybrzeże	91
	a) Kształt linii brzegowej	91
	b) Wybrzeże	93
	c) Zmiany linii brzegowej	98
	II) Pionowe kształtowanie lądu	100
1.	Równiny	102
	a) Równiny akumulacji	102
	b) Równiny denudacji	103
2.	Terasy i progi	104
3.	Góry	105
	a) Morfologia gór (orografja i hipsometria)	105
	b) Powstawanie gór (orogeneza)	110
	1) Góry tektoniczne	111
	2) Góry akumulacyjne	112
	3) Góry erozyjne	114
	4) Góry denudacyjne	114
4.	Doliny	115
	a) Plastyka albo morfologia dolin	115
	b) Powstawanie albo geneza dolin	118
	1) Doliny tektoniczne	118
	2) Doliny erozyjne	118
5.	Zjawiska krasowe	124
6.	Krajobraz lodowcowy	129
7.	Krajobraz wietrzany	132
	B) WODA (hidrosfera).	137
	I) Woda lądowa	137
1.	Woda zaskórna, źródła	137
2.	Rzeki	144

	<i>Str.</i>
a) Ogólna charakterystyka rzeki. Systemat. Dorzecze	144
b) Źródła rzeki	145
c) Bieg rzeki, podział rzek	146
d) Ujście rzeki	156
e) Ilość wody w rzece	159
3. Jeziora	161
a) Morfologia jezior	161
b) Powstawanie albo geneza jezior	163
II) Woda morska	
1. Rozmieszczenie i poziome ukształtowanie morza	166
2. Pionowe ukształtowanie morza	169
a) Poziom morza	169
d) Dno morza	170
3. Własności wody morskiej	173
a) Skład i smak wody morskiej	173
b) Ciężar gatunkowy	175
c) Barwa	176
4. Temperatura morza, zamrażanie	177
5. Ruchy wody morskiej	181
a) Fale	181
b) Przypływy i odpływy	184
c) Prądy morskie	190
a) Rozkład prądów morskich	190
1) Prądy równikowe i ich gałęzie	191
2) Prądy polarne i ich gałęzie	194
b) Teoria prądów morskich	194
c) POWIETRZE (atmosfera)	199
I) Kształt i wysokość atmosfery	199
II) Skład powietrza	200
III) Temperatura powietrza	201
1. Ogrzewanie się powietrza	201
2. Wpływ warunków miejscowych na temperaturę	204
a) Wpływ ukształtowania pionowego	205
b) Wpływ lądu i morza	208
c) Wpływ natury gruntu i stanu powierzchni	209
3. Rozkład poziomy temperatury na ziemi, linje izotermiczne	210
a) Izotermy	211
1) Izotermy styczniowe	211
2) Izotermy lipcowe	215

	<i>Str.</i>
3) Izotermy roczne	217
b) Pasy termiczne	219
c) Izoamplitudy	220
IV. Ciśnienie i ruch powietrza	222
1. Ciśnienie powietrza, izobary	222
2. Wiatry	224
a) Powstanie wiatru, kierunek i siła	224
b) Związek wiatrów z izobarami. Gradient. Zboczenie wiatrów. Cyklon, antycyklon	225
c) Rozkład wiatrów na ziemi	228
1) Rozkład teoretyczny	228
2) Rozkład rzeczywisty, mapy izobar i wiatrów	234
d) Minima wędrowne. Zmiany pogody	239
e) Burze. Orkany	240
f) Wiatry lokalne	243
V) Wilgotność powietrza i opady	246
1. Para wodna i wilgotność	246
2. Skroplenie. Opady atmosferyczne. Lodowce	247
a) Skroplenie	247
b) Rosa, szron	248
c) Mgła, obłoki, zachmurzenie	248
d) Deszcz, śnieg	251
1) Rozkład opadów atmosferycznych	251
2) Rozmieszczenie opadów co do formy.	257
3) Wieczne śniegi, linja śnieżna, lawiny	258
e) Lodowce	260
aa) Powstawanie lodowców i zjawiska lodowcowe	260
bb) Zależność lodowców od geograficznych warunków i rozmieszczenie lodowców na ziemi	264
VI. Klimat	267
VII. Zmienność klimatu	270
D) ORGANIZMY (biosfera)	273
I. Poziome i pionowe rozpostarcie biosfery	273
II. Rozwój organizmów	274
III. Zależność organizmów od geograficznych warunków ich środowiska	275
a) Zależność flory i roślinności od klimatu	275
b) Zależność flory i roślinności od gruntu	277
c) Zależność fauny od klimatu	278
d) Zależność fauny od gruntu	278

	<i>Str.</i>
IV. Wzajemna zależność organizmów	279
a) O zależności roślin od roślin	279
b) Zależność roślin od zwierząt	280
c) Zależność zwierząt od roślin	280
d) Zależność zwierząt od zwierząt	281
V. Zależność organizmów danego kraju od warunków geograficznych linii wędrówek	281
VI. Rozmieszczenie geograficzne organizmów	284
VII. Organizmy jako wskazówki geograficzne	286
VIII. Wpływ organizmów na warunki geograficzne	287
Indeks materji, miejsc i autorów	289

1. Zasadnicze wiadomości z kosmografji.

Ruch dzienny sklepienia niebieskiego. Gdy w pogodną noc przyglądamy się gwiazdom, świecącym na firmamencie, to wydaje nam się, że te gwiazdy znajdują się na powierzchni olbrzymiej kuli, której środek jest w oku obserwatora.

Jeżeli staniemy tak, że miejsce zachodu słońca znajduje się z prawej strony, to stwierdzimy, że ze strony lewej wschodzić będą coraz nowe gwiazdy i, podobnie jak słońce, posuwając się ukośnie po sklepieniu niebios, osiągają największą wysokość i potem zachodzą. Gwiazdy, które wschodzą bardziej na lewo, wznoszą się na sklepieniu niebios wyżej, dłużej są one widzialne i punkt ich zachodu jest bardziej naprawo przesunięty. Z powyższej obserwacji wywnioskować możemy, że ciała niebieskie wydają nam się posuwać na sklepieniu niebios ze wschodu na zachód i, jeżeli obserwujemy ruch paru ciał niebieskich, to zauważymy, że drogi tych ciał nie zdają się pomiędzy sobą przecinać.

Obserwacje, wykonane w ciągu szeregu nocy, znów pozwolą nam stwierdzić ten sam ruch ciał niebieskich na sklepieniu niebios oraz zauważyć, że położenie wzajemne większości tych ciał pozostaje bez zmiany, niektóre tylko, a także Księżyc wydają się nam przesunięte względem poprzednich gwiazd na sklepieniu niebios, Z tego więc powodu ciała niebieskie dzielimy na *gwiazdy stałe* które w odstępach czasu niedługich nie zmieniają swego położenia wzajemnego, i na gwiazdy, zmieniające z dnia na dzień położenie swoje wśród gwiazd stałych — czyli planety.

W pierwszej chwili wydaje się, że ruchy, na sklepieniu niebieskiem zachodzące, są najzupełniej chaotyczne, jednak gdy je odniesiemy do pewnych szczególnych płaszczyzn i kierunków odniesienia, to z łatwością stwierdzimy prawidłowość pozornego ruchu sklepienia niebieskiego, oraz będziemy mogli dla jakiegokolwiek chwili czasu wyznaczyć wzajemne położenia gwiazd i planet.

Płaszczyzny odniesienia winny być wyprowadzone z pewnych naturalnych danych, któreby pozwoliły w każdym czasie i miejscu je wyznaczyć.

Jedną, najłatwiej dostępną daną naturalną jest kierunek siły ciężkości w miejscu obserwacji. Ten kierunek jest kierunkiem pionu, t. j. nitki z ciężarkiem u dołu, swobodnie zawieszonej. Kierunek pionowy jest dla danego miejsca stałym i prostopadłym do zwierciadła cieczy, znajdującej się w spokoju. Płaszczyzna prostopadła do kierunku pionu, a zatem równoległa do zwierciadła cieczy, znajdującej się w spokoju, nazywa się *płaszczyzną poziomą*. Płaszczyzna pozioma, czyli horyzontalna, przecina pozorną kulę niebios według okręgu koła, który nazywamy *horyzontem* danej miejscowości. Znając przy pomocy pionu jego kierunek w jakiegokolwiek miejscowości, możemy zawsze dla tej miejscowości wyznaczyć płaszczyznę poziomą. Gdy ta płaszczyzna pozioma przechodzi przez oko obserwatora, znajdującego się na powierzchni ziemi, to wyznacza ona *poziom fizyczny*¹⁾, jeżeli zaś jest przesuniętą przez środek ziemi, równoległą do poziomu fizycznego, to tworzy *poziom astronomiczny*. Oczywiście, że dla każdej miejscowości na ziemi mieć będziemy inny poziom.

Rozmiary ziemi wobec rozmiarów pozornej kuli niebios są tak znikomo małe, że możemy bez popełnienia odczuwalnego błędu uważać, przy niektórych rozumowaniach, ziemię jako punkt znajdujący się w środku pozornej kuli niebios i oko obserwatora umieszczone w tym punkcie. W takim razie poziom fizyczny i astronomiczny zleją się ze sobą.

Gdy przedłużymy kierunek pionu ku górze, to przecięcie się tego kierunku z kulą niebios nazywa się *zenitem* miejsca obserwacji; ten sam kierunek przedłużony ku dołowi — spotyka kulę niebios w punkcie *nadiru*²⁾. Punkt zenitu znajduje się w odległości liczonej po kole wielkiem 90° nad horyzontem, punkt zaś nadiru o 90° pod horyzontem. Koło wielkie, przechodzące przez miejsce obserwacji i którego płaszczyzna jest prostopadłą do płaszczyzny horyzontu, nazywa się *kołem wierzchołkowym*, jest oczywiście,

¹⁾ Poziom fizyczny odgranicza pewną część powierzchni ziemi, którą nazywamy *widnokregiem*.

²⁾ Zenit i nadir — słowa wzięte z języka arabskiego, w którym były pisane po greckich jedne z dawniejszych dzieł astronomicznych. W średniowieczu podręczniki arabskie zostały przełożone na język łaciński z zachowaniem arabskiej terminologii, która z biegiem czasu zmieniona i skażona, dotrwała do obecnej chwili.

że przez linję pionu możemy przeprowadzić nieskończenie wiele płaszczyzn wierzchołkowych, które przecinać będą kulę niebios wzdłuż nieskończenie wielu kół wierzchołkowych.

Na zasadzie tego, cośmy powiedzieli, możemy więc przyjąć, jako płaszczyzny odniesienia: poziom w miejscu obserwacji oraz jedną wyszczególnioną płaszczyznę wierzchołkową.

Ciała niebieskie opisują nad poziomem miejsca obserwacji na kuli niebios łuki kół, a nawet całkowite koła; ponieważ, jak to już powiedzieliśmy, nie przecinają się one wzajemnie, przeto są do siebie równoległe. Te koła wogóle nie przechodzą przez środek pozornej kuli nieba, przecinają one w różnych punktach wspólną oś obrotu, zwaną *osią świata*; koła te są małe z wyjątkiem jednego, którego płaszczyzna przechodzi przez środek kuli. To koło wielkie nazywamy *równikiem*, koła zaś małe są to równoleżniki. Łuk równoleżnika niebieskiego w danem miejscu obserwacji, zakreślony przez gwiazdę nad poziomem, nazywa się *łukiem dziennym*, pod poziomem zaś — *łukiem nocnym*. Łatwo się przekonać, że gwiazda, znajdującą się na równiku, zakreśla łuk dzienny równy nocnemu łukowi. Najwyższy punkt drogi pozornej gwiazdy nad poziomem jest punkt *górowania*, a punkt, w którym bywa najniżej na dolnej części swej drogi, jest to punkt *dołowania*. Punkty górowania obserwujemy dla wszystkich gwiazd znajdujących się nad poziomem, dołowania zaś tylko dla tych gwiazd, których łukiienne są całkowite koła. Oś obrotu dziennego czyli oś świata jest zarazem osią równika, przecina ona kulę niebieską w dwu punktach, które się nazywają biegunami świata. Biegun, znajdujący się nad naszym poziomem, nazywa się *biegunem północnym*, a będący pod poziomem — *biegunem południowym*. Równik dzieli kulę niebios na dwie połowy: północną i południową, zależnie od tego, który biegun się na niej znajduje.

Koło wielkie, przechodzące przez biegun świata i którego płaszczyzna jest prostopadłą do płaszczyzny równikowej, nazywa się *kołem zboczeń*. Ponieważ płaszczyznę równikową oraz jakiegokolwiek koła zboczeń zawsze możemy wyznaczyć, przeto i te dwie płaszczyzny możemy przyjąć jako płaszczyzny odniesienia.

Płaszczyzna koła wielkiego, przechodzącego przez kierunek pionu w miejscu obserwacji i oś świata, nazywa się *płaszczyzną południkową*, koło zaś, według którego ta płaszczyzna przecina się z kulą niebios, nazywa się *południkiem*. Płaszczyzna południkowa przecina koło horyzontu w dwu punktach.

Punkt, znajdujący się po tej stronie od zenitu, na której znajduje się biegun północny, jest *punktem północy*, drugi zaś punkt jest *punktem południa*, znajduje się on po tej stronie zenitu, gdzie jest słońce w chwili południa. Płaszczyzna południkowa jest miejscem geometrycznym górowania i dołowania wszystkich gwiazd, dzieli ona równoleżniki poszczególnych gwiazd na części równe, a więc także i łuki dzienne gwiazd; z tego wynika, że dla jakiegś gwiazdy upływa jednakowy odstęp czasu od jej wschodu do górowania i od górowania do jej zachodu; to, cośmy powiedzieli o górowaniu, stosuje się w zupełności i do dołowania gwiazd.

Płaszczyzna koła wielkiego, przechodząca przez kierunek pionu w miejscu obserwacji i prostopadła do płaszczyzny południkowej, jest płaszczyzną *pierwszego koła wierzchołkowego* (*pierwszego wertykału*), przecina ona kulę niebios wzdłuż pierwszego koła wierzchołkowego, zaś koło horyzontu w dwu punktach: w punkcie *wschodu* i *zachodu*.

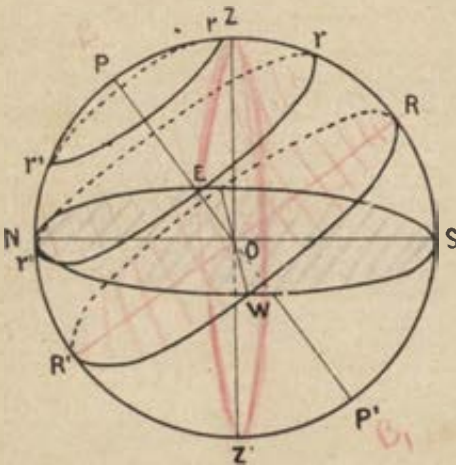


Fig. 1. O miejsce obserwacji; Z Z' kierunek pionu; Z zenit; Z' nadir; NESW koło horyzontu; PP' oś świata. R R' równik. $\gamma \gamma'$ równoleżniki niebieskie.

punkt północy; S—południa; E — wschodu; W — zachodu.

Płaszczyzny zasadnicze i kierunek odniesienia, np. płaszczyznę południkową oraz biegun północny, możemy zawsze wyznaczyć z obserwacji astronomicznych. Jeżeli umieścimy lunetę w płaszczyźnie południkowej i środek pola widzenia tej lunety oznaczymy przez przecięcie się na krzyż dwu nitek pajęczych, to stwierdzimy

Łatwo się przekonać, że płaszczyzna równikowa też przecina koło horyzontu w punktach wschodu i zachodu, wskutek czego, gwiazda, znajdująca się na równiku, mając łuk dzienny równy nocnemu, wschodzić będzie w punkcie wschodu, zachodzić zaś w punkcie zachodu.

Na rys. 1 mamy w O miejsce obserwacji, Z Z' kierunek pionu, a więc Z zenit, zaś Z' nadir; NESW koło horyzontu, RR' równik, rr' równoleżniki niebieskie; koło wielkie ZSZ'P południk; koło EZWZ' pierwsze koło wierzchołkowe; P P' oś świata; w P biegun północny; w P' biegun południowy; N

z łatwością, że odstęp czasu pomiędzy przejściem przez południk dwu lub wielu jakichkolwiek gwiazd jest zupełnie niezmienny; to samo doświadczenie będziemy mogli powtórzyć z tym samym wynikiem, obserwując różnice chwili przejścia paru gwiazd przez płaszczyzny dowolnego koła wierzchołkowego — będziemy więc mogli stąd wywnioskować, że ruch sklepienia niebieskiego jest najzupełniej jednostajny.

Odstęp czasu, który upływa pomiędzy dwoma po sobie następującymi kulminacjami jednej i tej samej gwiazdy, astronomowie nazywają dniem gwiazdowym. Ten dzień gwiazdowy dzieli się na 24 godzin gw., każda godzina na 60 minut, minuta na 60 sekund gwiazdowych. Dnie gwiazdowe są najzupełniej równe pomiędzy sobą, a zegar, pokazujący po upływie dnia gwiazdowego 24 godzin, nazywa się zegarem gwiazdowym. O ile zegar gwiazdowy jest dobrze, idealnie wyregulowany, to pokazywać on będzie w chwili kulminacji jakiejś gwiazdy stale tę samą godzinę gwiazdową.

Z rys. 1 widać, że im równoleżnik jakiejś gwiazdy znajduje się bliżej bieguna, to łuk dzienny gwiazdy staje się dłuższym; gwiazdy, których łukiienne są całkowite koła, nazywają się gwiazdami okołobiegunowemi — one stale się znajdują nad horyzontem miejsca obserwacji i są jednakowo widzialne w chwili górnej i dolnej kulminacji.

Ruch słońca na sklepieniu niebos. Zodiak (pas zwierzyńcowy).

Obserwując uważnie przez dłuższy czas słońce, zauważymy, że w zależności od pory roku, w chwili południa znajduje się ono w różnych wysokościach nad poziomem, oraz że jeżeli będziemy obserwować chwilę przejścia słońca i jakiejś gwiazdy stałej przez południk, to stwierdzimy, że odstęp czasu przejść słońca i gwiazdy z dnia na dzień będą się różnić o prawie 4 minuty. Stwierdzimy tedy, że słońce, oprócz udziału w ruchu sklepienia niebieskiego, posiada jeszcze ruch własny, który powoduje, że słońce po upływie 365 dni prawie powraca do tego samego miejsca na niebie, i że droga słońca tworzy z płaszczyzną równikową kąt około $23^{\circ}\frac{1}{2}$.

Droga pozorna słońca na sklepieniu niebos jest więc kołem wielkiem, które nazywamy ekliptyką. Ekliptykę podzielimy na dwanaście równych części, poczynając od miejsca, w którym słońce znajduje się w początku wiosny. Ten punkt, jak to się później dowiemy, jest to jeden z punktów przecięcia się ekliptyki z równikiem, które nazywamy punktami równonocy wiosennej i jesiennej, ponieważ wtedy dzień i noc są sobie równe. Ponieważ całkowity

okrąg zawiera 360° , przeto każda część ekliptyki mieć będzie 30° i nazywać się będzie *znakiem*.

Planety wszystkie biegną po drogach mało co różnych od drogi słońca mniej więcej zawartych w pasie o szerokości 9° po obu stronach ekliptyki. Ten pas starożytni nazwali *Zodjakiem*, albo *Zwierzyniec* niebieskim i każdej jego części, utworzonej przez odnośną część ekliptyki, dali nazwy znaków następujących: Baran, Byk, Bliźnięta, Rak, Lew, Panna, Waga, Niedźwiadek, Strzelec, Koziorożec, Wodnik i Ryby. Nazwy te mają swoje źródło w dawnych mitologicznych wierzeniach i w czasie odległym ustanowienia Zodzjaku tym znakom odpowiadały te same nazwy grup gwiazd czyli konstelacji, wśród których na sklepieniu niebios się znajdowały; obecnie jednak wskutek powolnego przesunięcia się obrotowego płaszczyzny równika względem płaszczyzny ekliptyki, znak Zodzjaku nie odpowiada już konstelacji o tej samej nazwie. Kolejność znaków Zodzjaku jest zgodna z ruchem słońca wśród gwiazd czyli z zachodu ku wschodowi; powyższy kierunek ruchu astronomowie nazywają kierunkiem *prostym* czyli *dodatnim*.

Płaszczyznę ekliptyki oraz płaszczyznę do niej prostopadłą i przechodzącą przez punkt odległy o 90° od ekliptyki, możemy uważać jako pewne nowe płaszczyzny odniesienia. W ten sposób wyszczególniliśmy różne układy odniesienia, które pozwolą nam w każdej chwili określić położenie jakiejś gwiazdy na sklepieniu niebios, względem płaszczyzn odniesienia poszczególnych układów.

Zajmiemy się więc obecnie wyznaczeniem położenia jakiejś gwiazdy względem każdego z wyżej wymienionych układów odniesienia.

Układ odniesienia: poziom i kierunek pionu. Położenie gwiazdy *G* w każdej chwili wyznaczmy przy pomocy *wysokości* i *azymutu*. Wysokość jest to łuk koła wierzchołkowego, liczony od horyzontu do gwiazdy; azymut jest to łuk, liczony w płaszczyźnie horyzontu pomiędzy punktem południowym i punktem przecięcia się koła wierzchołkowego gwiazdy z horyzontem; jest to także kąt dwuścienny przy zenicie, utworzony przez płaszczyznę południkową i płaszczyznę koła wierzchołkowego gwiazdy.

Wysokości *h* są liczone od horyzontu, gdzie $h=0^\circ$, do zenitu, gdzie $h=90^\circ$. Azymuty *a* są liczone od 0° do 360° . Azymut jest 0° w punkcie południowym i rośnie do 360° , postępując po horyzoncie w kierunku zachodu, północy. (Fig. 2).

Układ odniesienia: równik i oś świata. Równik dzieli kulę niebieską na dwie części: północną i południową. Łuk koła zawarty

między równikiem a daną gwiazdą, jest *zбочeniem* tej gwiazdy czyli *deklinacją* δ . Zбочenie liczy się od 0° do 90° : od równika do bieguna zбочenie jest dodatnie na półkuli północnej, ujemne na południowej. Jeżeli weźmiemy jakikolwiek punkt równika za zero, to kąt, liczony przy biegunie świata, zawarty między kołem zбочeń, przechodzącym przez punkt zero, a kołem zбочeń, przechodzącym przez gwiazdę, nazywa się *wznoszeniem prostem* czyli *rektascenzją α gwiazdy*. W astronomji jako punkt zerowy przyjęto uważać punkt równonocy wiosennej, jeden z dwu punktów przecięcia się równika z ekliptyką. Rektascenzja liczy się od 0 godzin do 24 g. w kierunku przeciwnym do ruchu sklepienia niebieskiego.

Gdy punkt 0^h rektascenzji kulminuje, wtedy rozpoczyna się doba gwiazdowa. W tym samym układzie możemy także odnieść położenie gwiazdy do następujących płaszczyzn. Płaszczyzna równika i deklinacja gwiazdy pozostaje bez zmiany, natomiast zamiast rektascenzji wprowadzimy t. zw. *kąt godzinny t*. Jest to kąt dwuścienny pomiędzy płaszczyzną południka i płaszczyzną koła zбочeń gwiazdy, liczy się od południa przez zachód ku północy dodatnio, zaś od południa przez wschód ku północy ujemnie. Wskutek jednostajności pozornego ruchu sklepienia niebieskiego, kąt godzinny może być wyrażony albo w stopniach równika, albo też w czasie gwiazdowym, licząc po 15° równika na jedną godzinę gwiazdową (fig. 3). Kąt godzinny punktu równonocy wiosennej nazywamy *czasem gwiazdowym*. Zastanówmy się obecnie nad zmianami, zachodzącymi w każdym rodzaju spólrzędnych, w zależności od ruchu sklepienia niebieskiego.

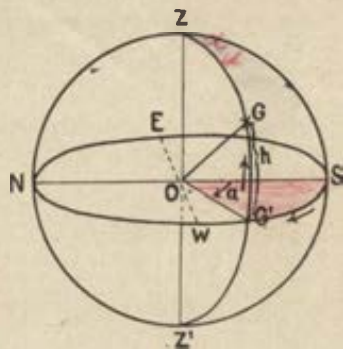


Fig. 2. NS płaszczyzna horyzontu; Z Z' kierunek pionowy; Z zenit, G gwiazda; G'G'' = h wysokość; S O G' azymut; N północ; S południe; E wschód; W zachód.

W układzie poziomym azymut i wysokość są zmienne z czasem, a ponieważ droga gwiazdy nad poziomem jest nachyloną do płaszczyzny poziomu, przeto obie te spólrzędne nie rosną proporcjonalnie do upłynionego czasu. Części łuku równoleżnika, wzrastającej proporcjonalnie do czasu, odpowiadają rzuty tych części na koło horyzontu, które, z powodu nachylenia równoleżnika względem horyzontu, są w różnych miejscach drogi różne. Dlatego

spółrzędne poziome są często niedogodne, ponieważ zmiana położenia ciała niebieskiego na kuli niebieskiej wskutek jej ruchu dziennego powoduje zmianę jednoczesną obu współrzędnych.

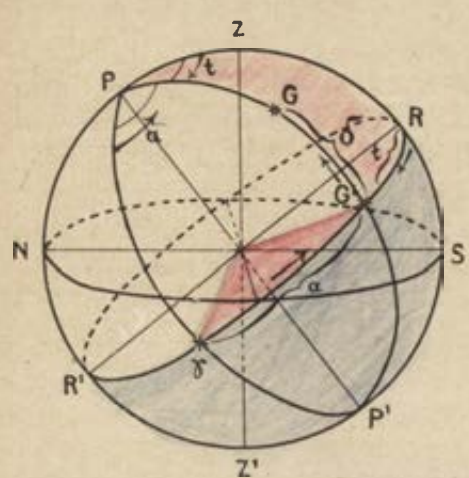


Fig. 3. NS płaszczyzna horyzontu. ZZ' kierunek pionu; PP' oś świata; γ punkt równonocy wiosennej, h początek rachuby rektascenzji; G gwiazda; RR' płaszczyzna równikowa; GG' deklinacja δ gwiazdy; $\gamma G' = \alpha$ rektascenzja gwiazdy; $RP G = t$ kąt godzinny gwiazdy.

Spółrzędne natomiast równikowe, wzniesienie proste i zboczenia są najzupełniej niezależne od ruchu sklepienia niebieskiego, gdyż one odnoszą się do pewnego punktu początkowego, przez nas obranego na równiku, oraz do płaszczyzny równikowej, a ów punkt i powyższa płaszczyzna wskutek ruchu sklepienia niebieskiego pozostają niezmiennymi, gdyż same uczestniczą w tym ruchu. Spółrzędne równikowe tego rodzaju wyznaczają nam w sposób bardzo dogodny położenie gwiazdy na sklepieniu niebios, ale nie pozwalają one nam wyznaczyć chwilowego położenia gwiazdy na sklepieniu niebios względem np. południka. Inne współrzędne równikowe, kąt godzinny i zboczenie pozwalają nam nie tylko wyznaczyć położenie gwiazdy na sklepieniu niebios, lecz także określić w każdej chwili jej położenie w zależności od ruchu samego sklepienia niebieskiego. Zboczenie bowiem pozostaje niezmiennie wskutek ruchu sklepienia niebieskiego, kąt zaś godzinny rośnie proporcjonalnie do czasu gwiazdowego, który zawsze dla każdej chwili mieć możemy.

Wreszcie podobnie jak współrzędne α i δ są wyznaczone względem płaszczyzny równikowej, tak też możemy wyznaczyć współrzędne długość λ i szerokość β , uważając jako płaszczyznę odniesienia płaszczyznę ekliptyki (fig. 4). Długości liczą się w kierunku prostym od 0° — 360° , szerokości zaś od 0° (ekliptyka) do $+90^{\circ}$ i od 0° — 90° , podobnie jak deklinacje. Obie te współrzędne są niezależne od czasu, a więc od ruchu sklepienia niebieskiego. Początek rachuby długości jest ten sam, co początek rachuby wznoszenia prostego.

+

Ruch pozorny słońca po ekliptyce. Rozpatrzmy dokładniej ruch słońca po ekliptyce. Powiedzieliśmy, że w chwili początku wiosny słońce znajduje się na równiku w *punkcie równonocy wiosennej*, w znaku Barana. Wtedy łuk dzienny słońca równa się łukowi nocnemu — dzień jest równy nocy. Poczynając od tej chwili, słońce stopniowo oddala się od równika, przechodząc na półkulę północną. Łuk dzienny słońca stopniowo wzrasta, nocny zaś maleje. Na półkuli północnej mieć będziemy dzień coraz dłuższy, nocę coraz krótsze. W początku lata słońce osiąga najbardziej północnego zboczenia, wtedy łuk dzienny staje się największym, słońce dosięga *punktu letniego przesilenia* dnia z nocą, albo *letniego stanowiska* w znaku Raka. Odtąd deklinacja słońca maleje, aż staje się

równą zeru: wtedy powiadamy, iż rozpoczyna się jesień, a słońce znajduje się w punkcie równonocy jesiennej w znaku Wagi (około 22 września). Słońce w dalszym ciągu oddala się od równika, przechodząc na stronę ujemnych zboczeń, t. j. południową półkulę. Wtedy łuk dzienny słońca staje się coraz mniejszy, dzień przez to coraz krótszy, dotąd, dopóki słońce nie osiągnie najbardziej południowego zboczenia. Gdy słońce doszło w swojej drodze do tego największego południowego zboczenia, wtedy następuje początek zimy (około 22 grudnia). Słońce znajduje się wówczas w punkcie *przesilenia zimowego*, będącego w znaku Koziorożca.

Jest to tak zwane *zimowe stanowisko* słońca. Od tego punktu słońce zaczyna się podnosić ku równikowi, na którym się znów znajduje około 21 marca, w punkcie równonocy wiosennej. Widzimy, że słońce przez pół roku jest nad równikiem i przez pół roku pod równikiem. W lecie osiąga ono największego zboczenia północnego. Równoleżnik, przechodzący przez ten punkt stanowiska letniego słońca, nazywa się *zwrotnikiem Raka*. Podobnie równoleżnik, na którym

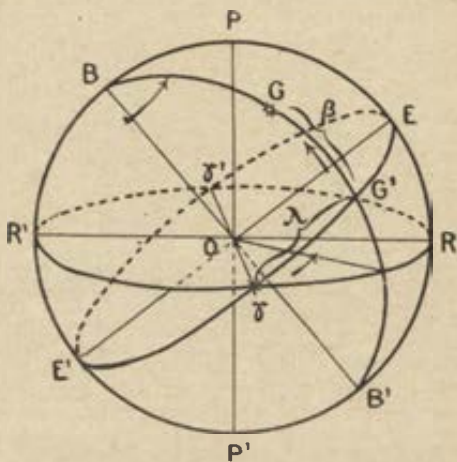


Fig. 4. RR' płaszczyzna równikowa; γ punkt równonocy wiosennej; γ' punkt równonocy jesiennej; $\gamma\gamma'$ prosta równonocy; P P' oś świata; B, B' bieguny ekliptyki; E' E ekliptyka; G' G = β szerokość gwiazdy G; $\gamma G' = \lambda$ długość gwiazdy G.

przypada największe ujemne zboczenie słońca w chwili zimowego stanowiska, nazywa się *zwrotnikiem Koziorożca*. Między tymi dwoma równoleżnikami jest zawarta cała droga pozorną słońca. Zboczenie stanowiska letniego i zimowego wynosi $+ 23\frac{1}{2}^{\circ}$, tyle, ile wynosi nachylenie płaszczyzny ekliptyki względem płaszczyzny równika.

Obserwując dokładniej przez dłuższy przeciąg czasu słońce, stwierdzimy, że ruch jego względem gwiazd stałych bynajmniej nie jest jednostajny: w lecie powolniejszy, w zimie bardziej przyspieszony; jeżeli nadto przy pomocy przyrządu, pozwalającego nam mierzyć dokładnie pozorną średnicę słońca, porównamy rezultat tych pomiarów, w lecie i zimie wykonanych, to stwierdzimy znów, że pozorną średnicę słońca w lecie jest cokolwiek mniejsza, aniżeli w zimie. Z tych obserwacji możemy wywnioskować albo że ruch słońca na sklepieniu niebios nie jest w istocie jednostajny i że ekliptyka jest rzutem tej drogi na sklepienie niebios, która nie jest kołem, albo też, że droga ta jest kołem, lecz ziemia nie znajduje się w jej środku. Dokładne obserwacje pozwoliły wyprowadzić, na zasadzie powyższych faktów, następujące wyniki: że odległość ziemi od słońca

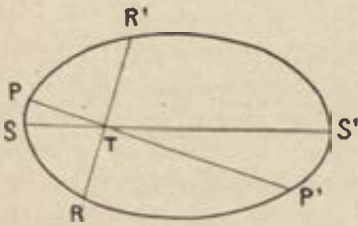


Fig 5. T ziemia; SS' linja absydów; S punkt przyziemny; S' — odziemny; R R' linja równonocy; P P' linja przesileń.

się zmienia ustawicznie i po upływie roku powraca do początkowej wartości, prędkość słońca zmienia się odwrotnie proporcjonalnie do kwadratu odległości i wreszcie promień wodzący słońca (prosta łącząca w każdej chwili środek ziemi ze środkiem słońca) zakreśla pola proporcjonalne do czasu.

Droga ta ma kształt elipsy, której w jednym z ognisk znajduje się ziemia. Elipsa ta bardzo mało się różni od koła. Punkt S jest to *punkt przyziemny* (*perigaeum*), punkt S' — *odziemny* (*apogaeum*). Prosta SS' jest to *linja absydów*—nie schodzi się ona z linją przesileń PP', mianowicie perigaeum było w 1918 r. dn. 1. I, zaś przesilenie zimowe 1917 r. dn. 21. XII długości słońca w tych dniach, jak to wynika z danych astronomicznych, były 280° i 269° , a więc kąt pomiędzy temi linjami wynosił: 11° (fig. 5).

Linja równonocy dzieli drogę słońca na dwie części nie równe, choć jej rzut, ekliptykę, dzieli na połowy, to samo możemy powie-

dzień i o linji przesileni; wskutek tego pory roku nie wszystkie będą równe pomiędzy sobą. Jakoż na północnej półkuli trwanie wiosny wynosi: 92 dni 20 godz.

lata	„	93	„	15	„
jesieni	„	89	„	18	„
zimy	„	89	„	1	„

Ponieważ na naszej półkuli słońce osiąga swoje największe stanowisko w lecie, w porze najdłuższej roku, przeto jego działanie termiczne w tym czasie jest najintensywniejsze, wskutek czego naogół na ziemi klimat półkuli północnej jest daleko cieplejszy, aniżeli klimat półkuli południowej.

Doba słoneczna prawdziwa i średnia. Z ruchem pozornym dziennym słońca wśród gwiazd i na sklepieniu niebios są związane nasze podstawowe jednostki czasu.

Odstęp czasu pomiędzy dwoma kolejnymi górowaniami słońca nazywamy *dobą słoneczną prawdziwą*. Ta doba dzieli się na 24^h, 1^h na 60^m, 1^m na 60^s słonecznych prawdziwych. Ponieważ z dnia na dzień słońce porusza się po sklepieniu niebios stale nie z jednakową prędkością, to doba słoneczna nie ma stałej długości, raz będąc dłuższą, drugi raz krótszą w zależności od pory roku. Przyrządy służące do pomiaru czasu — zegary, posiadają ruch jednostajny, z tego więc powodu te przyrządy z trudnością tylko nadawałyby się do mierzenia odstępów czasu słonecznego prawdziwego, dlatego też wprowadzono nową jednostkę czasu, *dobę średnią*. Aby otrzymać tę nową jednostkę czasu, astronomowie przypuszczają, że po drodze kołowej porusza się pewne pierwsze słońce fikcyjne, które ją przebiega w tym samym czasie, co słońce prawdziwe swoją drogę eliptyczną i te słońca znajdują się jednocześnie w punkcie przyziemnym. W ten sposób to słońce pierwsze fikcyjne będzie po ekliptyce z prędkością stałą. Ale ekliptyka tworzy kąt z płaszczyzną równikową, przeto ruch jednostajny jakiegoś punktu po ekliptyce bynajmniej nie będzie takim samym dla jego rzutu na równik, z tego więc powodu wprowadzono jeszcze drugie słońce fikcyjne, które, poruszając się jednostajnie po równiku z zachodu ku wschodowi przebiega swoją drogę w tym samym czasie, co słońce fikcyjne pierwsze. W ten sposób wzniesienie proste drugiego słońca fikcyjnego rośnie proporcjonalnie do upłynionego czasu, stale pozostając równem długości słońca fikcyjnego pierwszego. Otóż odstęp czasu pomiędzy dwiema następującymi kulminacjami tego drugiego słońca średniego nazywamy *dobą*

średnią. Doba średnia dzieli się na 24^h , godzina na 60^m , minuta na 60^s średnich.

Ponieważ doba średnia ma długość stałą, przeto możemy, podobnie jak to było z dołą gwiazdową, dzielić ją mechanicznie, przy pomocy przyrządu *zegara średniego*, na równe części. Ta doba jest podstawą naszej rachuby czasu. W astronomji jako początek doby uważamy górną kulminację drugiego słońca średniego (południe średnie), w praktyce zaś życia codziennego jako początek doby uważamy dolną kulminację tegoż słońca (północ), poprzedzającą początek doby astronomicznej średniej, np. dn. 6 listopada 16^h astronomicznie liczona odpowiada w życiu cywilnem dn. 7 listopada 4 rano.

Doba gwiazdowa także nie nadaje się do użycia w życiu potocznem, ponieważ życie całe ludzkie jest dostosowane do słońca, a dzień gwiazdowy, będąc krótszym od dnia średniego o $3^m 56^s \cdot 5$, rozpoczynałyby się o różnych porach doby, z tego powodu wypływałoby wiele niedogodności w życiu potocznem.

Różnica pomiędzy dołą gwiazdową i średnią powoduje także ten fakt, że rok średni wynosi $365 \cdot 24$ dni średnich lub $366 \cdot 24$ dni gwiazdowych. Doba gwiazdowa dlatego jest krótsza od doby słonecznej, iż słońce porusza się ruchem własnym w kierunku przeciwnym, aniżeli pozorny ruch sklepienia niebieskiego, przechodząc przez południk codzień o mniej więcej 4 minuty później, aniżeli jakaś gwiazda stała.

Np., w 1917 r. dn. 15 listopada w południe średnie w Warszawie zegar gwiazdowy pokazywać będzie $15^h 35^m 46^s \cdot 4$; zaś 16 listopada o tej samej porze $15^h 39^m 42^s \cdot 0$

Figura ziemi. Kształt bryły ziemskiej zajmował różnych badaczy od czasów najdawniejszych. W starożytności przypuszczano, że ziemia jest płaską tarczą, spoczywającą na wodach oceanu, albo też walcem, dopiero później z widoku sklepienia niebieskiego z widnokręgiem, zawsze widzialnym jako koło i innych jeszcze zjawisk próbowano wywnioskować, że ziemia jest okrągłą. Starożytni Grecy przypuszczali już, że ziemia jest kulistą, stwierdzono to jednak dopiero w XVI w., gdy pierwsi marynarze portugalscy (Magelhaes), szukając nowej drogi do Indji, opłynęli całą kulę ziemską. Po tej pierwszej podróży dokoła świata już nikt nie wątpił, że ziemia istotnie jest kulistą.

Rozpatrzmy jakim zjawiskom towarzyszy przesuwanie się obserwatora po ziemi o kształcie kulistym. Jeżeli zmienimy miejsce na powierzchni ziemi, np. na półkuli północnej, to łatwo się przekonamy,

że gwiazda Biegunowa (znajdująca się w pobliżu miejsca bieguna północnego) będzie się stale wznosić nad horyzontem obserwatora, wysokość bieguna stale wzrastać będzie. Widocznie tedy przy posuwaniu się w kierunku bieguna (lub odwrotnie) zmieniać się będzie kierunek pionu, mianowicie w naszym przypadku tworzyć on będzie z osią świata coraz to mniejsze kąty. Zmiany kierunków linii wierzchołkowych, prostopadłych do poziomu w każdym miejscu są wynikiem właśnie okrągłości ziemi. Linje wierzchołkowe będą się zbiegać we wnętrzu ziemi, tworząc ze sobą pewne kąty.

Z powodu kulistości ziemi, wraz ze zmianą miejscowości, zmieniać się będzie wysokość bieguna nad poziomem, co pociągać będzie za sobą zmianę widoku nieba w zależności od zmiany miejsca obserwacji. Zanim przejdziemy do badania tych zmian, zajmijmy się wyznaczeniem położenia miejsca obserwacji na powierzchni ziemi. W tym celu uważać będziemy, że ziemia kulista jest współśrodkową z kulą niebios.

Oś świata przebija ziemię w dwu punktach przeciwległych, zwanych *biegunami północnym i południowym*. Jeżeli przez środek ziemi poprowadzimy płaszczyznę prostopadłą do osi świata, to ta płaszczyzna przetnie powierzchnię ziemi wzdłuż koła wielkiego, które nazywać będziemy *równikiem ziemskim*. Równik niebieski jest właśnie rzutem równika ziemskiego na sklepienie niebios. Poprowadźmy dalej przez oś świata szereg płaszczyzn, te płaszczyzny przetną ziemię wzdłuż kół wielkich, nazwanych *południkami*. Południkiem miejsca obserwacji nazywać będziemy południk, przez nie przechodzący. Płaszczyzny zaś poprowadzone równoległe do płaszczyzny równikowej przetną powierzchnię ziemi wzdłuż kół równoległych, zwanych *równoleżnikami*, które są tem mniejsze, im znajdują się bliżej biegunów. W celu wyznaczenia miejsca na powierzchni ziemi posługujemy się współrzędnymi geograficznymi: *długością i szerokością geograficzną*.

Długość geograficzna jest to kąt dwuścienny, zawarty pomiędzy południkiem miejsca obserwacji i pewnym stałym południkiem. Ten kąt mierzy się odpowiednim łukiem równikowym, zawartym pomiędzy dwoma punktami przecięcia się odnośnych południków i równika. Długość liczy się od pewnego określonego południka od 0° do 180° ku wschodowi i od 0° do 180° ku zachodowi. Początek rachuby długości czyli stały południk był w różnych krajach różny, np. we Francji Paryski, przechodzący przez obserwatorium w Paryżu, w Ameryce — Waszyngtoński etc.; — obecnie umówiono

się uważać jako południk zasadniczy, czyli 0° długości, południk przechodzący przez obserwatorium w Greenwich (pod Londynem).

Szerokość geograficzna jest to kąt pomiędzy kierunkiem pionu w miejscu obserwacji oraz płaszczyzną równikową. Szerokość się zmienia od 0° do $\pm 90^{\circ}$, na równiku jest 0° , na półkuli północnej dodatnia, na południowej — ujemna.

Obie współrzędne geograficzne odpowiadają współrzędnym równikowym, wprowadzonym poprzednio, przy badaniu ruchu sklepienia niebieskiego; długość odpowiada wznoszeniu prostemu, szerokość

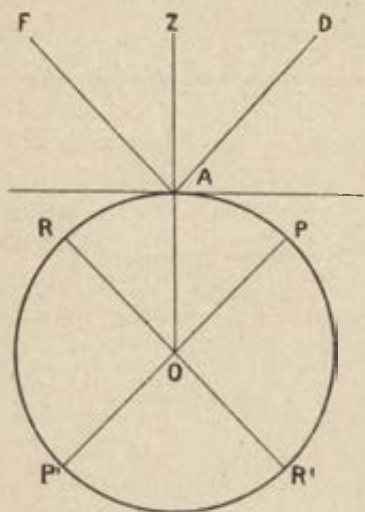


Fig. 6. P P' oś świata; R R' równik; A miejsce obserwacji na powierzchni ziemi; P A P' południk tego miejsca; łuk A R = φ szerokość miejsca obserwacji.

zaś zбочzeniu. Powyższe współrzędne geograficzne wyznaczyć możemy z obserwacji bardzo łatwo. Wystawmy sobie, że mamy w różnych miejscach na ziemi zegary wyregulowane idealnie i wskazujące jednocześnie jedną i tę samą godzinę. Gdy w dwu miejscach obserwujemy teraz chwilę kulminacji pewnej gwiazdy, to okaże się, że ta kulminacja nie wypada jednocześnie dla wszystkich miejsc obserwacji, ponieważ gwiazda w ruchu pozornym dziennym sklepienia niebieskiego kolejno przechodzić będzie przez wszystkie południki ziemskie. Koło godzinowe gwiazdy przebiega w ciągu 24^h łuk, wynoszący 360° , przeto w ciągu godziny przebiegnie 15° . Jeżeli jedno z miejsc obserwacji znajduje się na wschód od drugiego o 15° , to gwiazda obserwowana w tem miejscu kulminować

będzie o 1^h wcześniej, aniżeli w miejscu drugim, różnica tedy czasów kulminacji wyniesie jedną godzinę, co odpowiada odległości 15° stopni długości; znajdziemy więc odległość w długości dwu miejsc obserwacji, mnożąc przez 15 różnicę jednoczesnych wskazań zegarów wyregulowanych idealnie w tych dwu miejscach. Ponieważ wskazanie zegara wyregulowanego w danej miejscowości nazywamy *czasem miejscowym*, przeto możemy powiedzieć, że różnica miejscowych czasów jest różnicą długości geograficznej tych miejscowości. Np. długość południka Obserwat. Warszawskiego wzglę-

dem Greenwich jest— $1^h 24^m 7^s.25$. (Warszawa znajduje się na wschód od Greenwich, dlatego znak—).

Wyznamy szerokość geograficzną. Niech będzie: PP' (Fig. 6) oś świata, RR' równik, A miejsce obserwacji, PAP' południk tego miejsca; szerokość jest to łuk AR liczony po południku, czyli kąt AOR pomiędzy kierunkiem pionu w tem miejscu i płaszczyzną równikową. Ponieważ biegun niebieski jest nieskończenie daleko od bieguna ziemskiego, przeto kierunek AD jest równoległy do osi świata. Wysokość bieguna nad horyzontem jest to kąt DAH . Przez A , w płaszczyźnie południka, poprowadźmy prostą AF równoległą do płaszczyzny równika EE' : szerokość AOE jest równa kątowi ZAF . Oba kąty ZAF i DAH są równe, jako dopełnienie tego samego kąta ZAD , przeto szerokość geograficzna jest to w danem miejscu wysokość bieguna niebieskiego nad horyzontem.

Długość i szerokość geograficzną zawsze i wszędzie wyznaczyć możemy z obserwacji astronomicznych. Z kulistości ziemi wynika, jak to już mówiliśmy, zmiana wyglądu nieba i ruchów pozornych dziennych, na niem zachodzących. Rozpatrzmy, aby lepiej zbadać te zjawiska, kilka położeń obserwatora na kuli ziemskiej.

Gdy obserwator znajduje się w miejscu o średniej szerokości geograficznej, to równoleżniki pozorne gwiazd są nachylone do horyzontu i łukiienne wogóle nie są równe łukom nocnym, oś świata tworzy z horyzontem kąt różny od 0° i od 90° . W pobliżu biegunów znajdować się będą dwa pasy, z których jeden będzie stale widzialny, drugi zaś stale niewidzialny; równoleżniki ograniczające te pasy będą odległe od biegunów o kąt równy szerokości geograficznej. Gdy posuwać się będziemy ku południowi, oba pasy powyższe maleć będą i coraz to nowe gwiazdy będą widoczne. Na równiku szerokość miejsca obserwacji jest równa 0° , przeto bieguny znajdować się będą na horyzoncie i ruch dzienny sklepienia niebieskiego odbywać się będzie dokoła osi, znajdującej się w płaszczyźnie horyzontu, łukiienne będą równe łukom nocnym i wszystkie gwiazdy będą w ciągu nocy widzialne dla obserwatora.

Gdy wreszcie miejsce obserwacji będzie jeden z biegunów, np. północny, wtedy szerokość miejsca obserwacji będzie $+90^\circ$, kierunek pionu będzie ten sam, co osi świata i biegun znajdować się będzie w zenicie. Ruch dzienny sklepienia niebieskiego odbywać się będzie dokoła linii pionowej, a płaszczyzny równoleżników niebieskich będą równoległe do horyzontu. Koło równikowe, odległe o 90° od bieguna, będzie się znajdować na horyzoncie. Dla obserwacji będą tedy dostępne wszystkie gwiazdy, znajdujące się na jednej

półkuli — w tym przypadku północnej — podczas gdy gwiazdy drugiej półkuli będą niewidzialne.

Strefy klimatyczne na powierzchni ziemi. W ciągu dnia słońce oświetla zawsze jedną połowę powierzchni ziemi, oddając jej mniej więcej stałą ilość ciepła. Jednakowoż uwzględniając pewne określone miejsce na ziemi, to stwierdzimy, że ilość ciepła otrzymywanego dla tego miejsca na powierzchni ziemi jest zmienną. Zależy ona bowiem od długości dnia i od wysokości słońca nad horyzontem. Im dzień dłuższy, tem słońce zakreśla na sklepieniu niebios większy łuk dzienny i nagrzewanie powierzchni ziemi jest intensywniejsze.

Jak to już mówiliśmy, od przesilenia zimowego do przesilenia letniego dla naszej półkuli, dnie rosną stale wraz z wysokością słońca do chwili południa: ilość ciepła otrzymanego przez dzień w każdej miejscowości stopniowo wzrasta. Od przesilenia letniego naodwrot do przesilenia zimowego ilość ciepła otrzymywanego stopniowo maleje. Temperatura w każdej chwili zależy nie tylko od ilości otrzymanego ciepła, ale także od ilości ciepła, otrzymanego poprzednio, któremu otaczająca kulę ziemską atmosfera nie daje się rozproszyć. Wskutek tego najgorętsze godziny dnia nie następują w południe, lecz około godziny drugiej, cokolwiek wcześniej w zimie, później w lecie. Przed południem do drugiej godziny mniej więcej, powierzchnia ziemi otrzymuje większą ilość ciepła, niż traci przez promieniowanie, temperatura stale rośnie. Od godziny drugiej mniej więcej zachodzi zjawisko odwrotne, temperatura się obniża aż do wschodu słońca. To samo zjawisko występuje i w ciągu roku. Gdyby podobne przechowywanie ciepła nie istniało, to najgorętszy dzień w roku byłby dzień przesilenia letniego, t. j. 21 czerwca, najzimniejszy — dzień przesilenia zimowego, 22 grudnia. Wskutek jednak nagromadzenia się ciepła, najgorętsze dnie występują później — w końcu lipca, najzimniejsze — w połowie stycznia. Od połowy stycznia temperatura rośnie z początku wolno, prędej w kwietniu i maju aż do końca lipca, gdzie osiąga swoją największą wartość. W sierpniu znów stopniowo maleje, z początku wolno, we wrześniu i październiku znacznie prędej, aż osiąga najniższą wartość w połowie stycznia.

Z tego, cośmy powiedzieli, wynika, że zmiany w ciągu roku długości dni i nocy, a także zmiany pór roku zależą jedynie od nachylenia ekliptyki względem równika. Gdyby ekliptyka schodziła się z równikiem, położenie ziemi względem słońca zawsze byłoby jednakowe, nie byłoby wcale pór roku. Nachylenie eklipty-

tyki do równika sprawia właśnie to, że pewna miejscowość na ziemi bywa pod różnymi kątami nachylona do promieni słonecznych, co reguluje zmiany ciepła i światła.

Kulistość ziemi powoduje różne nachylenie jej powierzchni do promieni słońca, z tego też powodu panuje różnorodność klimatów na ziemi. Zmienna odległość ziemi od słońca wywiera tu tylko nieznaczny wpływ, w lecie słońce jest dalej od ziemi, jednak ilość ciepła, otrzymanego przez jakieś miejsce na ziemi, większa, bo promienie słoneczne na naszej półkuli padają bardziej prostopadłe aniżeli w zimie, gdy odległość ziemi od słońca jest mniejsza, ale zato promienie słoneczne padają bardziej skośnie.

Zbadajmy strefy klimatyczne ziemi. Wprowadźmy w tym celu parę nowych określeń. Nazywać będziemy *zwrotnikami ziemskimi* dwa równoleżniki ziemskie odległe o $23^{\circ}\frac{1}{2}$ od równika; odpowiadają one zwrotnikom na niebie. Zwrotnik Raka przechodzi przez północną Afrykę (na południe od gór Atlas), morze Czerwone, południe zatoki Perskiej, przez Indje, południową Kalifornję etc. Zwrotnik Koziorożca przechodzi przez Afrykę południową, Madagaskar i morze południowe oraz Amerykę południową (Paragwaj).

Koła biegunowe są to dwa równoleżniki odległe o $66^{\circ}\frac{1}{2}$ od równika. Koło biegunowe północne przebiega przez północ półwyspu Skandynawskiego, północną Syberję, Grenlandję. Koło biegunowe południowe — przez zlodowaciałe okolice bieguna południowego.

Koła powyższe dzielą powierzchnię ziemi na następujące pasy klimatyczne czyli strefy:

Strefa gorąca, zawarta pomiędzy zwrotnikami; strefa umiarkowana pomiędzy zwrotnikami i kołami biegunowymi, wreszcie strefa zimna pomiędzy każdym biegunem i kołem biegunowym. Strefa gorąca obejmuje 0.398 powierzchni ziemi, strefy umiarkowane 0.519, strefy zimne—0.083.

Zmianę pór roku w naszych szerokościach (strefa umiarkowana) jużśmy zbadali — obecnie przejdziemy do zbadania pór roku w pozostałych strefach.

Przypuścmy, iż znajdujemy się na równiku: równoleżnik wtedy jest prostopadły do poziomu, łuki nocne są stale równe łukom dziennym. Dzień i noc mają po 12 godzin. W chwili równonocy wiosennej, słońce, górując, znajdować się będzie w zenicie, dalej przekroczy zenit i postępować będzie w kierunku północnym, aż do przesilenia letniego. Od tej chwili znów słońce zmierzać będzie ku południowi, górując coraz bliżej zenitu, wreszcie znajdzie się w zenicie, w chwili porównania jesiennego, i posuwać się będzie

w dalszym ciągu ku południu, aż osiągnie najniższego stanowiska w chwili kulminacji w dzień przesilenia zimowego, aby znów powrócić do równika w chwili porównania wiosennego.

Widzimy więc, iż na równiku pory roku są bardzo mało różne od siebie; dzień jest stale równy nocy, słońce oddala się od zenitu na północ lub południe zaledwie o $23^{\circ}\frac{1}{2}$, wskutek czego ilość ciepła, otrzymanego przez miejscowość, znajdującą się w pobliżu równika, pozostaje w ciągu roku bez zmiany. To samo zaobserwujemy w całym pasie gorącym; różnica tylko polegać będzie na tem, iż słońce odchyłać się będzie na północ lub południe od zenitu (zależnie od tego czy jesteśmy na półkuli północnej, czy południowej), mniej, aniżeli gdybyśmy się znajdowali na równiku. Na granicy zaś pasa gorącego na zwrotniku Raka naprzykład w Kantonie, słońce w chwili przesilenia letniego osiąga górując zenitu i, nie przekraczając go na północ, zwraca się ku południowi.

Gdy miejscem obserwacji jest biegun północny, wtedy, jak wiemy, koło horyzontu schodzi się z kołem równikowem. W dzień równonocy wiosennej słońce obiega dokoła horyzont, wznosi się potem, posuwając się z dnia na dzień po kołach równoległych do poziomu (dokładniej po śrubowej, której pętle są bardzo blizkie jedna od drugiej), nie wschodząc ani też nie zachodząc, lecz wznosząc się stale aż do wysokości $23^{\circ}\frac{1}{2}$ nad horyzontem, którą osiąga w dzień przesilenia letniego. Od tego czasu słońce powoli zaczyna się zniżać codziennie ku horyzontowi, który osiąga w dniu równonocy jesiennej. Przez cały czas od równonocy wiosennej do równonocy jesiennej dzień jest nieustający. Gdy w swojej dalszej wędrówce słońce, przekroczywszy równik, zmierza na południową półkulę, nastaje wtedy na biegunie noc nieustająca, która trwa znów aż do równonocy wiosennej. Jeżeli miejsce obserwacji znajduje się nie na samym biegunie, lecz gdzieś w pasie zimnym, np. na północy Skandynawji lub Grenlandji, wtedy, jak to się łatwo przekonać, na zasadzie poprzedniego rozumowania, te okolice mają przez pewien czas podczas porównań dni zwykłe, w których słońce wschodzi i zachodzi; po porównaniu zaś jesiennem pograżają się one w zupełną noc, aż do wiosennego porównania; od tej chwili słońce wschodzi i zachodzi, aż do dnia, w którym wcale nie zachodzi (przesilenie letnie).

Znów, gdy słońce stopniowo rozpocznie się zniżać, następują w czasie porównania jesiennego dni zwykłe, z szybko wzrastającymi nocami. Różnice pomiędzy zimą i latem są tem wyraźniejsze, im bliżej dane miejsce znajduje się bieguna.

Należy tu zaznaczyć, że pory roku występują na obu półkulach na przemian, gdy na północnej półkuli jest lato, to na południowej—zima i naodwrot. Jak wiemy, ziemia jest otoczona przez atmosferę, która rozprasza światło słoneczne, wskutek czego występuje zjawisko brzasku i zmroku, skracające znacznie długie noce podbiegunowe.

W niniejszej tabliczce są zestawione długości dnia najdłuższego i najkrótszego:

φ	dzień najdłuższy	dzień najkrótszy
0°	12 ^h 0 ^m	12 ^h 0 ^m
15	12 53	11 7
30	13 56	10 4
40	14 51	9 9
50	16 9	7 51
60	18 30	5 30
65	21 9	2 51

Podobnie z następującej tablicy widzimy, jak długość dnia się zwiększa, gdy posuwamy się w strefie zimnej od koła biegunowego ku biegunowi:

φ	słońce nie zachodzi w ciągu dni	słońce nie wschodzi w ciągu dni
66° $\frac{1}{2}$	1	1
70	65	60
80	134	127
85	161	153
90	186	179

Pomiar ziemi i jej figura. Że ziemia jest kulą, nauczał o tem Pitagoras (około 560 przed Chr.). Arystoteles (384—322 prz. Chr.) też drogą rozważań filozoficznych doszedł do wniosku, że ziemia musi mieć kształt kulisty. Pierwszy jednak pomiar wielkości ziemi został wykonany przez *Eratostenesa* (276—145 przed Chr.); znalazł on, że obwód ziemi wynosi 250,000 stadjów (stadjum=185 metrów), czyli 46250000 metrów o 16% za dużo. Podobnie inny uczony grecki *Posidonius* (135—51 przed Chr.) zmierzył część łuku pomiędzy Aleksandrją i Rodosem—rezultat otrzymany dawał na obwód ziemi 240000 stadjów = 44400000 metrów. W późniejszych czasach (VIII w. po Chr.) mierzyli ziemię jeszcze Arabowie, otrzymując rezultaty dokładniejsze, aniżeli Grecy. W średniowieczu nie zajmowano się pomiarami ziemi, dopiero w 1525 roku lekarz Fernel zmierzył część łuku pomiędzy Paryżem i Amiens i z tego pomiaru obliczył obwód ziemi stosunkowo bardzo dokładnie. Metoda,

którą się posługiwali poprzedni badacze, polegała na pomiarze długości pewnego łuku na ziemi, oraz obserwacji różnicy szerokości geograficznych punktów końcowych łuku mierzonego; z danych w ten sposób otrzymanych obliczono obwód ziemi. Rozpatrzmy tę metodę. Długość S łuku n stopni ziemi kulistej o promieniu R jest $S = \frac{\pi \cdot n^\circ \cdot R}{180}$, skąd $R = \frac{S}{n^\circ} \cdot \frac{180^\circ}{\pi}$. Gdy długość S zmierzemy bezpośrednio na powierzchni ziemi, jako łuk koła wielkiego i wyznaczmy z różnic szerokości geograficznych punktów końcowych łuk n° , to będziemy mogli obliczyć R , a stąd obwód kuli ziemskiej.

Czynnik $\frac{S}{n^\circ}$ jest to długość jednego stopnia łuku koła wielkiego, np. jakiegoś południka. Ta metoda, aczkolwiek poprawna z punktu widzenia geometrycznego, nastęrczyła w zastosowaniach praktycznych wiele trudności. Trudno bowiem znaleźć na jakimś południku dość długi łuk, któryby można dokładnie przy pomocy np. łąty mierniczej wymierzyć. Dopiero w XVII wieku Willebrod Snellius, uczony holenderski, wynalazł nową metodę pomiarów ziemi, której zastosowanie w r. 1617 ogłosił. Metoda Snelliusa, zwana metodą

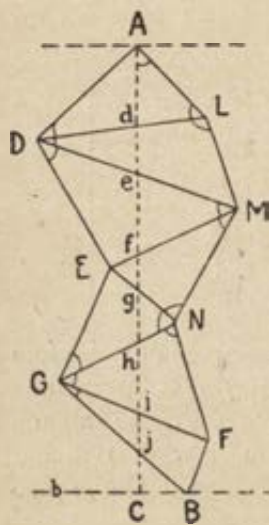


Fig. 7.

trygonometrii, możemy obliczyć dwa boki trójkąta, gdy są dane dwa kąty i bok pomiędzy nimi, przeto znając kąty przy L i D , można obliczyć boki LD i DM . Wskutek tego w trójkącie sąsiednim ADL i DME znów mamy bok i dwa kąty, przeto obliczymy AL i EM etc...

Gdy przez Bb i A przechodzą równoleżniki w końcowych punktach łuku mierzonego AC , to kąt LAC musi być także

znany, aby wiedzieć, pod jakim kątem południk przecina kierunek AL i wtedy z trójkąta ALd będzie można obliczyć i znaleźć Dd etc. Postępując dalej w ten sposób, wyznaczymy cały łuk AC, mierząc jedynie bezpośrednio długość LM i kąty pomiędzy poszczególnymi kierunkami, idącymi od punktów, znajdujących się w pobliżu południka. Ponieważ odcinek LM zwykle nie jest długi (co najwyżej około 15 klm.), przeto stosunkowo łatwo znaleźć równe miejsce, gdzie możnaby podobny pomiar nader dokładnie wykonać. Zwykle przy końcu mierzonego odcinka południka Al, wymierza się drugą bazę, np. GB, która służy do kontroli całego rachunku, ponieważ długość LM, obliczona przy pomocy GB, powinna dać poprzednio zmierzoną wielkość. Snellius zastosował swoją metodę do zmierzenia długości $1^{\circ}11'5$ łuku południka pomiędzy Alkmaar i Berg op Zoom w Holandji, znalazł on, że długość 1° południka wynosi 111157 m. (błąd 3.4%).

Metoda Snelliusa od tego czasu została wyłącznie stosowaną do pomiaru ziemi. Akademia Paryska zorganizowała ekspedycję dla pomiaru stopnia łuku południka na równiku i w pobliżu bieguna, a to w celu stwierdzenia czy ziemia istotnie ma kształt kulisty.

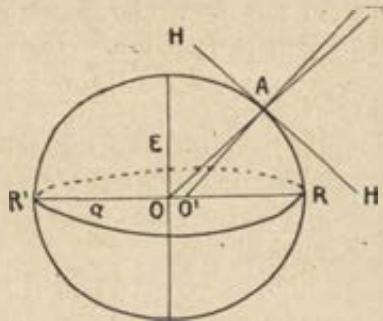


Fig. 8. A miejsce obserwacji, H H płaszczyzna horyzontu w tem miejscu; A O' kierunek pionu; O środek ziemi; A O'R = φ = szerokość geograficzna; A O R = φ' = szerokość geocentryczna. R'R — płaszczyzna równika.

Astronomowie Bouguer i de la Condamine pojechali do Peru (1735), Maupertuis i Clairaut do Laponji. Rezultat pomiarów był:

1° łuku południka w Peru 56734 tuaz ¹⁾

1° „ „ w Laponji 57196 „

Z tego pomiaru wynikało, że ziemia nie jest kulą, lecz spłaszczoną przy biegunach. Pomiaru ziemi, później wykonane, potwierdziły ten wynik, iż krzywizna ziemi jest większa przy równiku, niż na biegunach. Zatem południk nie przedstawia koła, ale elipsę lub krzywą, zbliżoną do elipsy, której oś wielka jest średnicą równika, a oś mniejsza—osią obrotu. Ziemia tedy jest w przybliżeniu elipsoidą obrotową czyli sferoidą (jest to powierzchnia, powstała przez obrót elipsy dokoła osi mniejszej). Gdy wyrysujemy elipsę mało spłaszczoną i poprowadzimy styczną do jakiegokolwiek jej

¹⁾ 1 tuaz (toise) = 1.9490 metr.

punktu oraz do niej prostopadłe, to stwierdzimy, że te prostopadłe przechodzą przez środek elipsy, jeżeli one są osiami; w każdym innym wypadku prostopadłe nie przechodzą przez środek elipsy. Z tego wynika, że tylko w założeniu ziemi kulistej kierunek pionu przechodzi przez środek ziemi. Gdy ziemię uważamy jako elipsoidę obrotową, to kierunek pionu omija jej środek, z wyjątkiem pionów wystawionych na równiku lub biegunie. Kąt, utworzony przez kierunek pionu i płaszczyznę równikową, nazywamy szerokością geograficzną, φ zaś kąt utworzony przez płaszczyznę równikową i prostą łączącą *środek* elipsoidy ziemskiej z miejscem obserwacji na jej powierzchni nazywamy szerokością geocentryczną φ' (fig. 8). Dla Warszawy (Obserwatorium) $\varphi = +52^{\circ}13'4''6$, zaś $\varphi' = +52^{\circ}1'50''3$.

W końcu XVIII w. i początku XIX rozpoczęto we wszystkich krajach europejskich, w Indjach, w Ameryce pomiary 1° łuku południka pod różnemi szerokościami. Słynny astronom królewiecki Bessel w 1841 obliczył dane odnoszące się do elipsoidy ziemskiej; uwzględniając głównie pomiary ziemi wykonane w środkowej Europie, znalazł on:

połowa osi większej (równikowej) = $a = 6377400$ metrów

„ „ „ mniejszej (biegunowej) = $b = 6356080$ „

$$\text{splaszczenie} = \frac{a-b}{a} = E = \frac{1}{299}$$

Angielski geodeta Clarke obliczył (1881) elipsoidę ziemską, po uwzględnieniu pomiarów indyjskich. Elipsoida Clarke'a posiada elementy:

$a = 6\ 378\ 250$ m.

$b = 6\ 356\ 515$ m.

$$\frac{a-b}{a} = E = \frac{1}{293}$$

Wreszcie ostatnio F. R. Helmert, opierając się na wszystkich danych, otrzymanych z pomiarów na wielu punktach na ziemi, znalazł:

$a = 6\ 378\ 200$ m.

$b = 6\ 356\ 818$ m.

$$\frac{a-b}{a} = E = \frac{1}{298.3}$$

Z powyższego zestawienia widzimy, że rozmiary ziemi jeszcze nie są nam znane z całą ścisłością. Jeżeli będziemy dokładniej badać rezultaty poszczególnych pomiarów, wykonanych na różnych punktach na ziemi, to w dalszem przybliżeniu przekonamy się, że

ziemia bynajmniej nie ma kształtu geometrycznie prawidłowej elipsoidy obrotowej, posiada ona kształt swoisty, bryły mało co różniącej się od elipsoidy obrotowej, której powierzchnia w różnych punktach przechodzi pod lub nad powierzchnią elipsoidy, ziemskiej, uważanej za drugie przybliżenie w postaci ziemi.

Tę bryłę swoistą geometryczną, którą przedstawia ziemia, Listing nazwał „*geoidą*”. Ponieważ geoidy odtworzyć nie możemy, gdyż to jest bryła nieprawidłowa, przeto w przybliżeniu możemy wszelkie rachunki wykonywać, jak gdyby ziemia była elipsoidą, oraz mówić o elipsoidzie ziemskiej.

Prawdziwy ruch ziemi dokoła osi i dokoła słońca. Dotąd rozpatrywaliśmy ruch sklepienia niebieskiego, oraz ruch roczny słońca wśród gwiazd z punktu widzenia geometrycznego, nie troszcząc się wcale o wytlómaczenie samego zjawiska. Rozpatrzmy najpierw ruch sklepienia niebieskiego. Ten ruch możemy sobie wytłómaczyć, uważając, że albo ziemia znajduje się w spokoju, a ruch zaobserwowany jest istotnym, albo też ziemia znajduje się w ruchu, zaś gwiazdy zachowują w przestrzeni położenie niezmiennie. Z geometrycznego punktu widzenia, oba te przypuszczenia równie dobrze tłómaczą zaobserwowane zjawiska. Przez szereg długi wieków uważano, że ziemia jest nieruchomą. Pitagorejczycy jednak przypuszczali już ruch ziemi, lecz to mniemanie uważane było jako proste przypuszczenie i przez długi czas pozostawało w zapomnieniu. Dopiero wielki nasz rodak, uczeń krakowskiego uniwersytetu, Mikołaj Kopernik (Toruń 1473 — Frauenburg w Warmji 1543), w sposób naukowy uzasadnił hipotezę pitagorejską, jasno wypowiadając, że ruch sklepienia niebieskiego jest ruchem pozornym, że gwiazdy są nieruchome, a ziemia wiruje z zachodu na wschód dokoła osi z prędkością niezmienną raz dokoła w ciągu 24 godzin. Przypuszczenie Kopernika zostało potwierdzone szeregiem faktów, które codziennie możemy obserwować.

Dowody najważniejsze obrotu ziemi dokoła osi są następujące:

1) Odchylenie ku wschodowi ciał, spadających ze znacznej wysokości. Zawieśmy na nitce u wierzchołka wysokiej wieży ciężar. Ciężar ten wskaże na powierzchni ziemi kierunek pionu; przerywając nić, ciężar spadnie na powierzchnię ziemi, ale na wschód od poprzedniego wyznaczonego kierunku pionu. Pochodzi to stąd, że jeśli ziemia ma bieg wirowy, to ciało, będące u góry w chwili spadku, ma prędkość większą, aniżeli spód wieży, gdyż jest dalej oddalona od osi obrotu: spadać ono będzie w kierunku wypadkowym, złożonym z kierunku poziomego i kierunku siły ciężkości.

Doświadczenia podobne zostały przeprowadzone przez Benzenberga, Reicha i innych.

2) W pobliżu równika wieją wiatry o pewnych stałych kierunkach, t. zw. pasaty, mianowicie w kierunku północno-wschodnim na północnej i południowo-wschodnim na południowej półkuli. Istnienie tych wiatrów o stałym kierunku objaśnić możemy przez ruch wirowy ziemi dokoła osi.

3) Siła odśrodkowa, większa na równiku niż w pobliżu biegunów, powoduje zmniejszenie natężenia siły ciężkości w pobliżu równika. Dzięki temu zmniejszeniu siły ciężkości z przybliżaniem się do równika, zaobserwowano, że zegar sekundy, wyregulowany w Paryżu, będzie się spóźniać, gdy zostanie przeniesiony do Cayenny (Gujana francuska), ponieważ wskutek zmniejszonej siły ciężkości okres wahań wahadła wzrośnie.

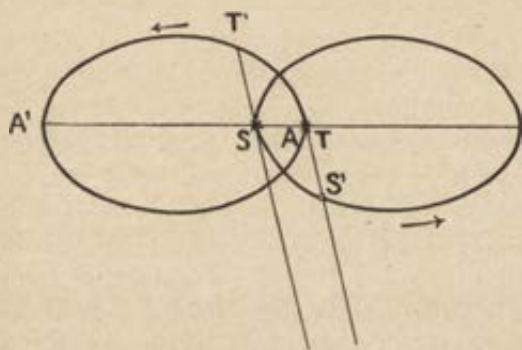


Fig. 9.

4) Spłaszczenie ziemi, które potwierdzają pomiary geodezyjne, w przypadku ziemi wirującej musi istnieć, gdyż z doświadczeń fizycznych (Plateau) wiemy, że kula plastyczna wirująca dokoła osi musi wskutek działania siły odśrodkowej spłaszczyć się przy biegunach.

Podobnie jak ruch dzienny sklepienia niebieskiego, tak i ruch

roczny słońca po sklepieniu niebios jest tylko ruchem pozornym. Mikołaj Kopernik obalił dawne pojęcie, jakoby ziemia nieruchomo znajdowała się w środku świata, i wykazał, że istotnie słońce zajmuje to środkowe miejsce. Ziemia zaś, podobnie jak i inne planety, w ciągu roku obraca się dokoła słońca. Możemy okazać, że wszelkie prawa ruchu słońca się nie zmieniają, jeżeli przypuścimy, jak to jest zresztą w rzeczywistości, iż słońce jest nieruchome, i znajduje się w jednym z ognisk elipsy, którą ziemia w ciągu roku ruchem prostym od zachodu na wschód obiega.

Niech AA' oś większa tej elipsy, w której ognisku S znajduje się słońce. (Fig. 9). Punkt A , znajdujący się najbliżej słońca, nazywa się punktem przysłonecznym (perihelium), A' — najdalszy — odsłonecznym (aphelium). Wyobraźmy sobie drugą elipsę, tych

samych rozmiarów co pierwsza, której jednym z ognisk jest A. Zjawiska obserwowane będą takie same, jak wtedy, gdy ziemia znajdowałaby się nieruchomo w A, a słońce obiegłoby elipsę w tym samym kierunku, przechodząc przez punkt przyziemny (perigaeum) wtedy, gdy ziemia znajdowała się w punkcie przysłonecznym A.

Istotnie niech będzie T' położenie ziemi ruchomej w dowolnej chwili czasu, S' położenie słońca w tej samej chwili w założeniu, że ziemia jest nieruchomą, ponieważ pola TST' i STS' są sobie równe, to odcinki ST' i TS' są równoległe i równe. Gdy ziemia znajduje się w T', to obserwator, znajdujący się na jej powierzchni, widzi słońce w kierunku T'S; przy drugim założeniu obserwator, znajdujący się na ziemi T, będącej w ruchu, ujrzy słońce w tej samej chwili w kierunku TS' równoległe do poprzedniego i w tej samej odległości. Ponieważ odległości dzielące nas od gwiazd są niezmiernie wielkie w porównaniu z rozmiarami ziemi, wskutek tego dwa kierunki T'S i TS' zbiegać się będą w jednym miejscu na sklepieniu niebios, i oba zjawiska przy obu założeniach mają jednakowy przebieg.

Ze istotnie ziemia znajduje się w ruchu dokoła słońca, stwierdzają to zjawiska astronomiczne, które możemy obserwować, mianowicie: aberacja światła, która, będąc wynikiem wypadkowej prędkości światła i prędkości ziemi na drodze dokoła słońca, powoduje pozorne odchylenie prostej łączącej oko obserwatora z ciałem niebieskim w kierunku ruchu ziemi. Zjawisko aberacji odkryte przez Bradleya w 1727 r., jest zjawiskiem okresowym; o okresie rocznym, a więc takim samym jak obieg ziemi dokoła słońca.

Drugie zjawisko astronomiczne, stwierdzające ruch ziemi dokoła słońca, jest tak zw. paralaksa roczna. Jeżeli jakaś gwiazda, znajdując się w olbrzymiej odległości od nas, nie jest jednakże nieskończenie daleko, to wydaje nam się, iż ona na sklepieniu niebios opisywać będzie krzywą zamkniętą, w kierunku przeciwnym do ruchu ziemi dokoła słońca, w okresie jednego roku. Ruchy podobne gwiazd stałych są zrozumiałe jedynie, jako odzwierciedlenie ruchu ziemi dokoła słońca. Kopernik jeszcze przewidział to zjawisko, jako potwierdzenie swoich przypuszczeń; nie posiadał on jednak dość dokładnych przyrządów, aby je wykryć, uczynił to dopiero Bessel w 1840 r., który odkrył podobny ruch roczny gwiazdy 61 konstelacji Łabędzia. Wreszcie analogje z innymi planetami, należącymi do układu słonecznego oraz prawa mechaniki, także potwierdzają przypuszczenie Kopernika.

Obecnie tedy przyjmujemy już, jako pewnik podwójny ruch ziemi dokoła osi i dokoła słońca. Ruch roczny ziemi dokoła słońca

odbywa się po elipsie w ten sposób, iż oś jej obrotu dziennego w ciągu długiego czasu zachowuje jednakowe położenie w przestrzeni, pozostając równoległą do samej siebie.

Ruch powolny osi obrotu ziemi dokoła jej położenia średniego nazywa się ruchem precesyjnym, okres jego wynosi 26000 lat.

Pory roku i strefy klimatyczne ziemi rozpatrywaliśmy dotychczas w założeniu nieruchomości ziemi: wszystko to, cośmy o tych zjawiskach mówili, obecnie nie ulega żadnej zmianie. Możemy się o tem z łatwością przekonać.

W tym celu uważajmy w S słońce i przez jego środek poprowadźmy płaszczyznę równoległą do płaszczyzny równikowej. Ta płaszczyzna przetnie ekliptykę wzdłuż prostej $\gamma\gamma'$ — prostej rów-

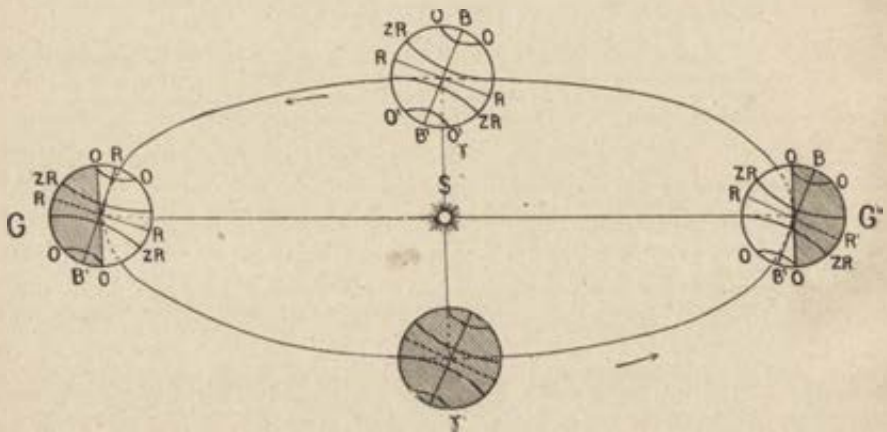


Fig. 10. γ punkt równonocy wiosennej; γ' — jesiennej; G przesilenie letnie, G' — przesilenie zimowe B B' oś ziemi; B biegun północny; B' — południowy; RR równik; ZK zwrotniki; OO koła biegunowe.

nonocy. Prosta do niej prostopadła wyznaczy *prostą przesileni*. Promienie, idące od słońca, które jako równoległe uważać możemy, padając na kulę ziemską, oświetlają jej połowę, wytwarzając w punktach styczności granicę światła, będącą kołem wielkim.

Płaszczyzna tego koła wielkiego jest prostopadłą do promienia wodzącego ziemi (prostej łączącej w każdym położeniu środek kuli ziemskiej ze środkiem słońca).

Uważajmy (Fig. 10) z początku, że ziemia znajduje się w punkcie γ ; wtedy promień wodzący $S\gamma$, znajdując się w płaszczyźnie równikowej, jest prostopadły do osi ziemi PP' , granica światła przechodzi przez bieguny, przecinając wszystkie równoleżniki na połowy:

dzień jest równy nocy — stąd nazwa punktu równonocnego. W punkcie γ ziemia znajduje się dn. 21 marca. W zupełnie takim samym położeniu ziemia znajduje się w punkcie γ' dn. 22 września i znów, gdy ziemia znajdzie się w tem położeniu, dzień jest równy nocy dla całej ziemi. Przypuśćmy, iż ziemia, której oś pozostaje stale równoległą do samej siebie, porusza się w kierunku strzałki; ziemia, przebiegając drogę $\gamma G \gamma'$, zwraca ona ku słońcu biegun północy; biegun południowy zato jest pogrążony w cieniu. W drugiej połowie swojej drogi $\gamma' G \gamma$ odwrotne zjawisko ma miejsce, tu znów biegun północny pogrąża się w cień, południowy zaś pozostaje oświetlonym. W punkcie G ziemia znajduje się dn. 21 czerwca; jest to początek lata. Połowa oświetlona ziemi jest ową północną częścią ku słońcu nachyloną, łuki dzienne na północy są większe, aniżeli łuki nocne. Promienie słońca, padając mniej ukośnie i dłużej w ciągu doby, sprowadzają większe ciepło, następuje lato. Mieszkańcy zwrotnika Raka widzą słońce górujące w zenicie; dla mieszkańców koła biegunowego północnego panuje ciągły dzień, zaś ciągła noc dla mieszkańców koła biegunowego południowego.

W punkcie G' ziemia znajduje się dn. 22 grudnia; jest to początek zimy. Granica światła dzieli równoleżniki na części nie równe; dla mieszkańców północnej półkuli łuki dzienne są krótsze od nocnych, na półkuli południowej przeciwnie. Ziemia zwraca ku słońcu biegun południowy.

Mieszkańcy pod zwrotnikiem Koziorożca widzą w południe słońce w zenicie, na kole biegunowym południowym panuje ciągły dzień, — na północnym kole biegunowym ciągła noc. Ziemia w ruchu swoim dokoła słońca kolejno zwraca się ku słońcu biegunem północnym i biegunem południowym, przez co raz półkula północna, drugi raz półkula południowa jest więcej nagrzaną, wskutek czego zima i lato na przemian występują na obu półkulach. Widzimy więc, że ruch ziemi dokoła słońca w zupełności objaśnia nam pory roku na ziemi.

Wspominaliśmy, że nachylenie ekliptyki względem równika jest bardzo powoli zmienne z czasem, mianowicie punkty przecięcia się równika z ekliptyką przesuwają się po ekliptyce ruchem wstecznym, t. j. ze wschodu ku zachodowi; zjawisko to nazywamy precesją. Ruch punktów równonocy powoduje obrót w tym samym kierunku prostej równonocy. Ponieważ oś obrotu ziemi jest prostopadłą do płaszczyzny równikowej, przeto z powodu zmian powolnych równika oś ziemską powoli zmienia także swoje położenie, opisując w ciągu 26000 lat stożek kołowy dokoła osi ekliptyki. Poprzednio wspo-

minaliśmy, iż Zodiak został podzielony na 12 równych części, czyli znaków. Pierwszy znak Barana (γ) zaczyna się w chwili równonocy wiosennej. Przed 2000 lat w czasach Hipparcha znaki Zodiaku odpowiadały konstelacjom o takich samych nazwach, obecnie zaś wskutek precesji równonoc wiosenna przesunęła się w kierunku wstecznym już o jedną konstelację dalej, mianowicie do Ryb. Wskutek tego mówimy obecnie, że równonoc wiosenna zachodzi w znaku Barana, lecz w konstelacji Ryb, o jeden znak bardziej na wschód posuniętej. Wskutek precesji następuje powolne cofanie się pór roku, które przypadać będą w różnych miesiącach roku, tak np. wiosna przypadała przed 14000 lat we wrześniu.

2. Powstanie ziemi i jej dzieje.

Umysł ludzki posiada dążność do szukania przyczyn zjawisk, które go otaczają, do poznania ich początku. Na niskim stopniu rozwoju człowiek, niezdolny do głębszych i ścisłych dociekań, zadowala się przypisywaniem niemal wszystkiemu przyczyn nadnaturalnych: wybuch wulkanu, piorun, wypadający z chmury, wiatr pomyślny lub groźny dla żeglarza i t. d. są to wszystko objawy woli odpowiednich, złych lub dobrych duchów, bóstw.

Jak każde poszczególne zjawisko, tak również i cały ich ogół, który nazywamy *światem* lub *wszechświatem*, a wśród niego najważniejsza grupa zjawisk, którą nazywamy *ziemią*, nasuwa ciekawemu umysłowi człowieka pytania o początku i przyczynie: skąd wziął się świat z jego niezliczonymi ciałami, świecącymi wśród nocy pogodnych; skąd wzięło się słońce, darzące nas światłem dnia i ciepłem, wywołujące na ziemi ruch i życie; skąd wzięła się, w jaki sposób powstała ziemia, z istnieniem której związane jest nasze istnienie?

Na pytania te umysł człowieka pierwotnego odpowiadał w sposób podobny do wyżej przytoczonych: rozstrzygał kwestję łatwo — przypuszczeniem przyczyn nadnaturalnych. Dopiero z rozwojem umysłowym z jednej strony, a coraz większym gromadzeniem się obserwacji i doświadczeń z drugiej, człowiek zaczął szukać tu, jak i gdzieindziej, przyczyn naturalnych, to jest ze stanu animizmu wszedł na drogę *naukową*.

Ze wszystkich nowszych odpowiedzi na tę kwestję, odpowiedzi naturalnie tylko przypuszczalnych (hipotetycznych), najbardziej rozpowszechnioną i w sobie wykończoną jest hipoteza *Kanto-Laplasowska*, tak zwana od jej twórców: filozofa niemieckiego Kanta i matematyka francuskiego Laplace'a.

Według tej hipotezy nasza ziemia wraz z księżycem, wszystkimi pozostałymi planetami i słońcem, znajdowała się pierwotnie

w stanie nadzwyczaj rozrzedzonego i rozpalonego gazu, tworzyła obłok (stąd inaczej hipoteza *mgławicowa* albo *nebularna*, od *nebula*—mgła). Masa ta wskutek wzajemnego przyciągania cząstek, które jeszcze podwyższało jej temperaturę, przyjęła kształt kuli; kula ta posiadała ruch wirowy. Szybkość wirowania cząstek kuli jest niejednakowa: im cząstka leży dalej od osi obrotu, to jest im promień obrotu jest większy, tem ruch cząstki musi być szybszy, gdyż musi ona w tym samym czasie wykonać drogę większą, niż cząstka, bliżej osi leżąca. Wskutek wirowania powstaje siła odśrodkowa, dążąca do oderwania cząstek od środka obrotu; ta siła jest tem większa, im wirowanie jest szybsze, a więc cząstki, leżące na równiku tej wirującej kuli, musiały mieć największą siłę odśrodkową, ku biegunom zaś siła ta malała wraz z maleniem równoleżników, a stąd i promieni obrotu (fig. 11: r_1, r_2, r_3).

Wskutek tego cząstki, bliżej równika leżące, musiały się bardziej oddalić od osi obrotu, niż cząstki w pobliżu biegunów, a stąd masa kulista przyjęła kształt wydęty pod równikiem, a spłaszczony pod biegunami, t. j. kula (sfera) zmieniła się w tak zwany sferoid albo elipsoid obrotowy (fig. 12).

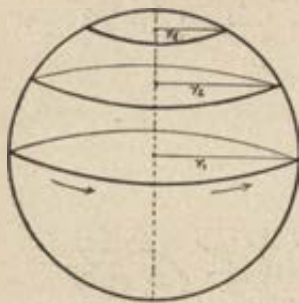


Fig. 11.

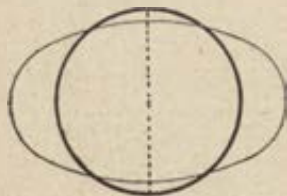


Fig. 12.

Ponieważ mimo to cała masa, wskutek wzajemnego przyciągania cząstek, ale też wskutek oziębiania się w zimnym przestworze świata (wiadomo, że im wyżej, t. j. dalej od ziemi, tym jest zimniej) gęstniała, malała, więc szybkość ruchu wirowego w całej masie zwiększała się, a stąd zwiększało się nabrzmienie pod równikiem; cała masa przyjęła wygląd taki, jakby była na równiku opasana jakimś pasem, trzosem. Wreszcie przy ciągłym kurczeniu się całej masy, a równoczesnym zwiększaniu się siły odśrodkowej nastąpiła chwila, gdy siła ta

na równiku stała się większa od siły dośrodkowej, a wskutek tego cząstki, tworzące ów „trzos“ na równiku, oderwały się, utworzyły dokoła pozostałej masy *pierścień*, który dalej obracał się dokoła niej.

Pierścień ten mógł posiadać niejednakową gęstość w całej swej masie, mogło się w nim utworzyć ognisko gęstsze, ognisko przyciągania; cząstki zaczęły dążyć ku niemu, a wskutek tego, jako też wskutek dalszego ochładzania się pierścienia pękł i skupił się w jedną



Fig 13.

lub więcej kul, które obiegały około pozostałej głównej masy; prócz tego, wskutek większej szybkości części zewnętrznej pierścienia, otrzymały one ruch wirowy w tym samym kierunku jak obiegowy. Tak

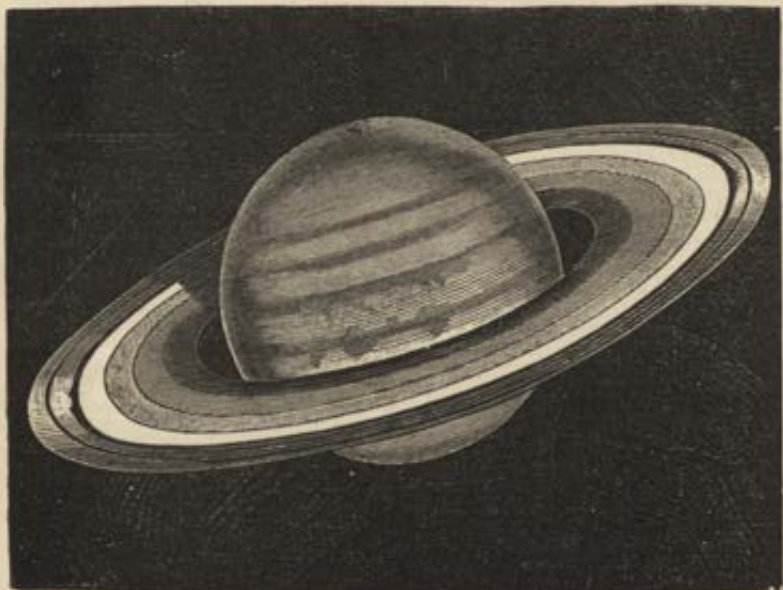


Fig. 14.

powstała pierwsza planeta, krążąca około pozostałej głównej masy — *słońca*. Słońce to, w dalszym ciągu wirując, oddzielało pierścienie, z których tworzyły się planety, bliżej słońca krążące, aż do ostatniej, najbliższej. Planety, wirując, też oddzielały pierścienie, które skupiały się w kule — *księżycy*, krążące dokoła planet (fig. 13).

Dowody, a przynajmniej wskazówki, że planety powstały w wyżej opisany sposób, znajdujemy w *obserwacjach ciał niebieskich* i w *doświadczeniach naukowych nad wirowaniem kul elastycznych lub płynnych*.

Mianowicie jedna z planet, Saturn, posiada dotąd *pierścien*. Pierścień ten — to jakby zabytek z zamierzchłych czasów, który nie uległ zmianie: nie skupił się w kulę, nie stał się księżycem (fig. 14).

Dalej, na niebie można obserwować *białawe plamy* z jaśniejszymi jądrami (fig. 15); są to gęstniejące nagromadzenia materji gazowej, *tworzące się systematy planetarne, podobne do naszego*.

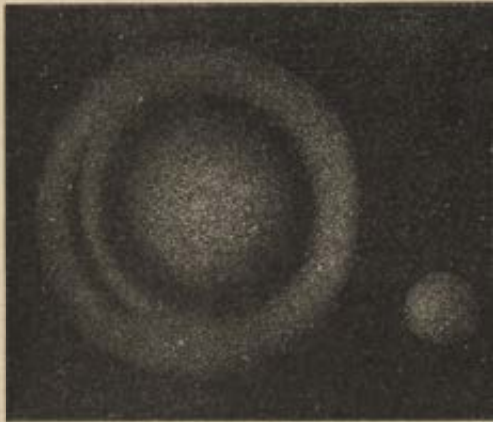


Fig. 15.

Wreszcie doświadczenia pokazują, że *kula elastyczna lub płynna, np. kropla oliwy w mieszaninie spirytusu i wody, wprowadzona w ruch wirowy, spłaszcza się, staje się sferoidem, który oddziela od siebie pierścienie* (fig. 16).

Zjawiska powyższe wprawdzie nie dowodzą nam niezbicie, że świat nasz powstał w ten sposób

koniecznie, ale czynią takie powstanie jego możliwem (por. poprzednie ustępy o kształcie ziemi), albowiem nie sprzeciwia się

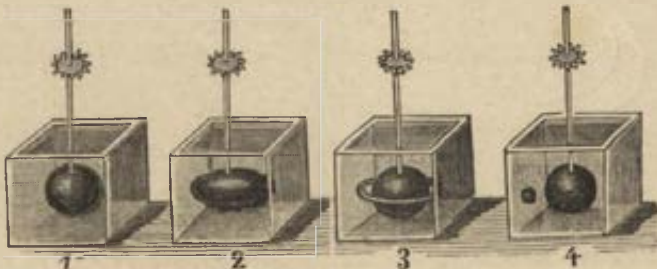


Fig. 16.

ono żadnej naukowej zasadzie, a przytem objaśnia nam, choć niekiedy z trudnością, wiele zjawisk, obserwowanych obecnie.

W ostatnich czasach matematycy angielscy (Thomson, Croll) usiłowali przeniknąć jeszcze dalej wstecz głębię wieczności, cofnąć o jeden krok początkową fazę rozwoju wszechświata. Przypuszczają oni istnienie pierwotnych mas ciemnych i zimnych, które, unosząc się i przebiegając w niebieskich przestworzach, wskutek wzajemnego przyciągania lub też pierwotnego, właściwego im ruchu uderzały o siebie, przyczem powstawało tak wielkie ciepło, iż zmieniało je w płonący obłok gazowy Laplace'a. Poza tę fazę umysł ludzki narazie nie jest już w stanie przeniknąć tajemną głębię początku bytu.

Pośród planet, w powyższy sposób powstałych, znajduje się nasza *ziemia*, zajmująca trzecie miejsce pod względem oddalenia od słońca. Tym sposobem ziemia w początku swego istnienia przedstawia nam się jako obiegająca około słońca *kula płomienna*, t. j. *ognistolotna*, a dokładniej jako ognistolotny sferoid, który wirując wydzielił jeden pierścień (nasz księżyc). Następnie, wskutek oziębiania się w zimnych przestworach wszechświata, część materji ognistolotnych przeszła w stan *ognistopłynny*, podobny do lawy, wylewającej się z dzisiejszych wulkanów; przyczem masa, ognistopłynna, jako cięższa, zajęła środek, stała się *jądrem*, które otoczyła masa, pozostała w stanie ognistolotnym, tworząc atmosferę. Wedle innych autorów jądro utworzyło się najsamprzód pod wpływem olbrzymiego ciśnienia, panującego w środku kuli ziemskiej. Za dowód, że ziemia znajdowała się niegdyś w stanie płynnym, podają w wielu podręcznikach jej obecne spłaszczenie; jest to jednak pogląd błędny, albowiem każda kula, choćby była ze stali, przy obrocie musi się spłaszczyć. Przy dalszem oziębianiu się — górne, oziębione, a więc cięższe warstwy atmosfery spadały na dół, odbierały ciepło powierzchni jądra i, ogrzewając się odeń, znów wznosiły się w górę, by się tam nanowo oziębnić, opadać i t. d.

Wskutek tej ciągłej pionowej cyrkulacji w atmosferze, powierzchnia ognistopłynnego jądra oziębiała się i nareszcie przeszła w stan stały; utworzyła się więc na ognistopłynnem jądrze zakrzepła *twarda skorupa*, niby pancierz kamienny.

Powłoka lotna, odosobniona tym sposobem od ognistopłynnego jądra, zaczęła się mocniej oziębiać i wskutek tego woda, która dotąd, z powodu wielkiego gorąca, unosiła się w atmosferze w postaci pary, zaczęła się skraplać, spadła na twardą skorupę potokami deszczu i zalała ją. Woda ta musiała mieć bardzo wysoką temperaturę,

wyższą znacznie od punktu wrzenia, utrzymała się jednak w stanie płynnym, nie zamieniła w lotny, gdyż atmosfera ówczesna posiadała wiele kwasu węglanego, który obecnie tworzy skały (węgiel kamienny), wywierała więc tak wielkie ciśnienie na powłokę wodną, że ta, mimo wysoką temperaturę, nie zamieniła się w parę.

Tym sposobem ziemia wystąpiła jako kula, złożona z trzech (lub czterech) warstw wśrodkowych: ognistopłynnego jądra (lub twardego jądra z powłoką ognistopłynną), twardej skorupy, powłoki wodnej i powłoki lotnej, t. j. *pirosfery* (zawierającej — być może — twarde, ciężkie jądro, *barysfery*), *litosfery*, *hidrosfery* i *atmosfery*.

Z biegiem czasu skorupa, skutkiem oziębienia, znacznie zgrubiała, pod którą być może, utrzymała się masa ognistopłynna dotychczas; zdaje się dowodzić tego ognista lawa, wylewająca się z wulkanów gorące źródła, oraz zaobserwowany w głębokich kopalniach i otworach świdrowych *wzrost temperatury w miarę zagłębiania się w ziemię* (średnio około 1° na każde 30 m., z wielkimi miejscowymi odchyleniami od 15 do 55 m.). Na tym wzroście temperatury (*geoizotermach*) oparto przypuszczenia co do stanu wnętrza ziemi; brak bezpośrednich obserwacji poniżej 2000 m., oraz odmienne tłumaczenie znaczenia wysokiego ciśnienia przy wysokiej temperaturze, jako też zjawisk przyływów i odpływów, wreszcie wahań osi ziemskiej (*nutacji*) pozwoliło na postawienie obok siebie hipotez o gazowym (*Zöppritza*), płynnym i stałym (*Thomson, Darwin*) stanie jądra ziemi. Dotąd nie można było rozstrzygnąć, która z nich odpowiada rzeczywistości.

Wyżej wspomniana wśrodkowość sfer, z których składa się kula ziemską, nie może być naturalnie geometrycznie dokładna; przytem granice sfer z biegiem czasu ulegają zmianom. I tak hidrosfera nie leży wśrodkowo na litosferze, pokrywa ją tylko w części; część zaś litosfery wystercza ponad hidrosferą i graniczy bezpośrednio z atmosferą.

Zjawisko to tłumaczy się ruchami górotwórczymi. Wedle przypuszczenia najbardziej rozpowszechnionego ogniste jądro, jako gorętsze, szybciej się kureczyło niż twarda skorupa; litosfera, obsuwając na to kurczące się jądro, nie mogła już pokryć go wszędzie równomiernie, posiadała bowiem nadmiar materjału. Musiała się więc pogarbić, popękać, pozapadać.

W powstałe na powierzchni tym sposobem zagłębienia skorupy spłynęła woda, tworząc *oceany*; wyniosłości zaś skorupy wynurzyły się z wody, utworzyły *lądy* i weszły w zetknięcie z ostatnią sferą wśrodkową, z *atmosferą*.

Łąd, woda i powietrze, oddziaływują wzajemnie na siebie, przez co powstały bardzo doniosłe zmiany w tych elementach. Powstał niejako czwarty czynnik: obok wód, pokrywających znaczną powierzchnię skorupy jako oceany, wód wogóle *stojących*, powstały z deszczów *wody płynące* w pewnych łożyskach po lądzie (potoki, rzeki).

Wreszcie prócz tego czwartego czynnika, który jest częścią hydrosfery, rozwinął się czynnik zupełnie nowy, mianowicie ogół tworów żyjących, organicznych, który umieścił się głównie w pasie zetknięcia się litosfery, atmosfery i hydrosfery. Element ten tworzy nową sferę, sferę życia (*biosfera*). I ta sfera, ulegając działaniu poprzednich, nie pozostała na nie bez wpływu.

Te sfery, te elementy, oraz wzajemne ich na siebie oddziaływanie i zmiany, stąd wypływające, są właśnie *przedmiotem geografji fizycznej*.

Najdostępniejszym dla badań jest naturalnie obecny stan, oraz obecne oddziaływania i zmiany tych elementów. Ze zjawisk dzisiejszych, dostępnych bezpośredniej obserwacji, możemy w dalszym ciągu wnioskować o dawnych, a poznanie takowych przyniesie nam nietylko bezpośredni pożytek, owszem: poznawszy zjawiska dawne, będziemy mogli, odwrotnie, przy ich pomocy zrozumieć gruntowniej zjawiska obecne. Te ostatnie przedstawią nam się na tle przeszłości nie jako coś skończonego, w sobie zamkniętego, lecz jako dalszy ciąg, jako rezultat zjawisk, zmian dawnych, a zarazem jako początek, podstawa zjawisk późniejszych, które też z pewnem prawdopodobieństwem będziemy mogli *przewidzieć*.

Zanim jednak zajmiemy się temi oddziaływaniami i zmianami różnych elementów, składających naszą ziemię, musimy wprzód, choć w najogólniejszych zarysach, poznać *materiały*, z których składa się litosfera, bardziej urozmaicona pod tym względem, niż jednostajna stosunkowo hydro- i atmosfera, oraz poznać *siły*, przy pomocy których pierwiastki te oddziaływają na siebie.

II. Część ogólna Geografji Fizycznej.

A) MATERJAŁY.

I) Skład, pochodzenie i podział skał (petrografja).

Materiały, składające litosferę, to jest ląd i dno morskie, zowią się *skalami*; nazwa ta, wbrew pojęciu potocznemu, obejmuje nie tylko materiały twarde, zbite, ale i miękkie, ziemiste, oraz luźne (gлина, piasek). Skały składają się z *minerałów*, a te z *pierwiastków chemicznych*.

Skałą fundamentalną, na której spoczywają wszystkie inne, jest pierwotna, zakrzepła skorupa ziemska. Skały, na niej spoczywające, *powstały* w dwojaki sposób. Albo — z rozkruszenia i rozpuszczenia tej skorupy przez fale morskie, jeziorne i wody płynące, lód lub wiatr, a następnie osadzenia tego zmienionego materiału na dnie wód lub też powierzchni lądów rozmaitemi warstwami, jak to i obecnie się dzieje w morzach, wodach lądowych i na kontynentach; skały, w ten sposób powstałe, zowią się *osadowemi* (stosownie do pochodzenia) lub *warstwowemi* (stosownie do budowy). Albo — z ognistopłynnych, jednostajnych mas, które przez szpary w obsiadającej i pękającej skorupie wydobyły się z wnętrza ziemi w wydrążenia skorupy i skrzepły w głębi (*skały głębinowe*) lub też wylały się na jej powierzchnię i tu zastygły, (*skały wylewne*) jak to obecnie widzimy na lawach, wylewających się z wulkanów; skały, w ten sposób powstałe, zowią się *wybuchowemi* (uwzględniając pochodzenie) lub *masowemi* (uwzględniając budowę); skały wybuchowe dostarczały też naturalnie, lubo w mniejszej ilości, materiału okruszowego dla skał osadowych.

1. Podział genetyczny skał.

Skały osadowe (z łupkami pierwotnymi). Jako podłoże skałosadowych spotykamy zazwyczaj *granity* i *gnejsy* oraz *łupki krystaliczne*. Głównymi składnikami zarówno granitu i gnejsu

są ziarna *kwarcu*, *feldspatu* i *miki*. W granicie te części składowe są pomieszane bezładnie; granit więc ma budowę wszędzie jednokową, masową, jak skały wybuchowe. Jest to skała głębinowa; niekiedy można stwierdzić, iż wdarła się ona w otaczające je utwory skalne jako późniejsza od nich *intruzja*.

W gnejsie zaś układ tych części składowych jest równoległy, gnejs posiada więc budowę łupkową, a przytem leży płaskimi ławicami, jest uławicony czyli uwarstwiony, czym się zbliża do skał osadowych właściwych. Granity i gnejsy spotykamy u nas w Tatrach (fig. 17) i na wyżynie podolskiej, tam np. na dnie głębo-



Fig. 17. Krajobraz granitowy (Tatry). Granie, piargi i usypiska.

kich dolin rzecznych; wreszcie rozrzucone po polach, jako tak zwane „kamienie polne“, inaczej eratyczne, co znaczy błędne, gdyż przywędrowały one do nas ze Skandynawji (obacz niżej), gdzie występują jako skały miejscowe, rodzime.

Tę samą budowę, co gnejs, posiadają występujące często w jego sąsiedztwie *łupki mikowe*. Łupek mikowy jest pozbawionym feldspatu; składa się on więc tylko z kwarcu i miki; gdy i ta zniknie, skała otrzymuje miano *kwarcytu*. Gnejs i łupek mikowy znane są pod ogólną nazwą *łupk w pierwotnych* albo *krystalicznych*. Okazało się, że część tych skał „pierwotnych“ jest jednak pochodzenia młodego, osadowego; otrzymały one podobieństwo do „starych“ skał krystalicznych wskutek *metamorfizacji*, która się odbyła pod wpły-

wem ciepła, ciśnienia i pewnych procesów chemicznych odbywających się w znacznych głębokościach, a jak niektórzy przypuszczają pod wpływem zetknięcia się ze skałami ognistopłynnymi (*metamorfizm kontaktowy*) wreszcie także pod wpływem *stłoczenia i uwarstwienia*, spowodowanego silnymi ruchami górotwórczymi. Może być, że i sąsiedztwo gorącego wnętrza ziemi „zmetamorfizowało“ dolne warstwy pokładów osadowych o znacznej bardzo grubości.



Fig. 18. Zlepieniec.

Na tych najgłębszych dostrzegalnych skałach, spoczywają typowe skały osadowe, które osadziły się zwykłym sposobem na dnie wód lub też na powietrzu: bądź to *mechanicznie*, podobnie jak męty, t. j. zawieszony w wodzie cząstki, osiadające na dnie szklanki, bądź też *chemicznie*, wydzielając się z roztworów podobnie jak sól, rozpuszczona w wodzie, osadza się przy jej parowaniu. Przy tworzeniu się skał osadowych



Fig. 19. Krajobraz w (prawie poziomo uławiconym) piaskowcu. (Saska Szwajcarja).

pośredniczą nieraz drobne *organizmy*, których działaniem cząstki mineralne, rozpuszczone w wodzie, wydzielają się w stanie stałym (*skały organiczne*). Skały osadowe są albo luźne albo spójne.

a) *Skąły osadowe luźne*. Tędy należą *otoczaki*, zaokrąglone wskutek tarcia o siebie lub o dno przy przenoszeniu przez wodę płynącą albo przez fale morskie na wybrzeżu. Dalej skąły, powstałe z dalszego rozkruszania, otaczania i rozdrabiania: *źwir* (gruby) i *piasek* (drobniejszy), składający się zwykle z drobnych, twardych okruchów kwarcu. Mniej odporny feldspat ulega większemu rozdrobieniu i daje *glinę*.

b) *Skąły osadowe spójne*. *Zlepience* albo *konglomeraty* są zlepione z grubych okruchów, otoczonych przez wodę (fig. 18); gdy okruchy są kańciaste, nie z wody powstałe, lecz z rozkruszenia na powietrzu, to zlepienie przyjmuje nazwę *brekczji* (okruchowca). Dalej *piaskowce*, zlepione z drobnych okruchów piasku (fig. 19).



Sabbatini.

Fig. 20. Wyrwy i granie w łupkach i iłach.
(Cavon Grande koło Bagnorca, Włochy)

Spoiwo (lepiszcze) w konglomeratach i piaskowcach może być bardzo rozmaite, np. wapienne, kwarcowe, żelaziste, gliniane i t. d.; nadaje ono piaskowcom rozmałą barwę i odporność na wietrzenie.

Spójna glina, stwardniała pod wpływem ciśnienia, która przyjęła budowę łupkową, stanowi *łupek gliniany* (fig. 20). Łupek taki łupie się na cienne tabliczki, używane, jeśli są dobrej jakości, do pisanania i na pokrycie dachów (*łupek dachowy*).

Do skał osadowych pochodzenia organicznego (złożonych z muszli, koralu i innych żyjątek) należą *wapienie*, zwykle białe, np. w Krakowskiej Jurze (fig. 21), ale i nieraz ciemne, brunatne, czarne.



Fig. 21. Sokół skała w dolinie Prądnika.

np. nad Bałtykiem (Rugja), nad cieśniną Calis (Dover). Wapień, z domieszką gliny, tworzy *marginel*. Tu należy t. zw. *opoka*, która znajduje się między innymi w Lubelskiem (fig. 22).

Podobny zewnętrznie do szarego wapienia (lecz cięższy) jest twarde *dolomit*, tworzący malownicze, ostre skały, np. w Alpach wapiennych południowego Tyrolu (Alpy Dolomitowe, złożone co prawda w części z wapienia), oraz miękki *gips* (u nas nad Nidą).

W towarzystwie gipsu spotykamy często dobrze znaną nam *sól*, osadzoną w zatokach morskich lub jeziorach pod wpływem parowania. W wodzie morskiej bowiem znajduje się w rozpuszczeniu, obok innych soli, zarówno sól kuchenna jak i gips; gips jest trudniej rozpuszczalny i osadza się naprzód, za nim dopiero sól jadalna. W Wieliczce i Bochni znajduje się ona głęboko w ziemi, ale czasami, mianowicie w klimatach suchych, występuje na jaw i tworzy góry.

Do skał osadowych, które utworzyły się tylko po części przy udziale wody, głównie w bagniskach, należy *węgiel kamienny*; jest

Bardzo twarde wapienie, skryształizowane najczęściej pod wpływem gorąca lub ciśnienia (zmetamorfizowane), nazywają się: *marmury*. Słynny jest biały marmur w Carrara we Włoszech. Kryształiczne wapienia występują u nas koło Chęcina w Królestwie Polskiem (t. zw. marmury chęcińskie) Marmury często występują wśród łupków kryształicznych jako skała bardzo stara, powstała równocześnie z tamtymi i w podobnych warunkach (str. 37 i 38).

Kreda jest to bardzo miękki wapień używany do pisania; występuje około Chełma, prócz tego

to, podobnie jak większość wapieni, skała *organicznego* pochodzenia, ale nie zwierzęcego, lecz *roślinnego*. Rośliny pochłaniają z powietrza kwas węglany, wydzielają zawarty w nim tlen, a z węgla budują swe tkanki; jeżeli roślina umiera na powietrzu, to węgiel zamienia się znów na kwas węglany i uchodzi w powietrze, ale jeżeli śmierć jej następuje bez przystępu powietrza, to węgiel przy sprzyjających pozatem warunkach nagromadza się jako węgiel kopalny. Proces taki widzimy obecnie na *torfie*, który powstaje ze zwęglenia traw i mchu na bagniskach. Węgiel kamienny zaś powstał z wielkich lasów, rosnących niegdyś na ziemi, gdy człowieka jeszcze nie było;



Fig. 22. Brzeg Wisły pod Piotrowicami (Lubelskie).

lasy te zostały zalane wodą i pokryte warstwami skał osadowych. U nas kopalnie węgla znajdują się w południowo-zachodniej części Królestwa, w okolicy Dąbrowy, oraz sąsiednich obszarów na Śląsku i w Galicji, dalej w Niemczech (Saksonji, Prusach Nadreńskich), Anglii, Stanach Zjednoczonych i t. d.

Przy małym stopniu zwęglenia, tak iż znać jeszcze budowę drzewną, węgiel zowie się *brunatnym*; przy wielkim zaś stopniu zwęglenia—*antracytem*. Węgiel brunatny znajduje się u nas w licznych miejscach, np. w dolinie Warty, antracyt np. nad Dońcem.

Zdarzają się wreszcie, jak wspomnieliśmy, skały osadzone zupełnie bez udziału wody, lecz na *powietrzu*, powstałe bądź *na miej-*

scu z rozkruszenia skał (*rumowiska*) lub z rozkładu chemicznego (*glina*), bądź też *przeniesione* przez wiatr (*osady eoliczne*) albo przez lód (*osady glacialne*). Rumowiska i gołoborza (fig. 23) spotykamy na



Seydlitz.

Fig. 23. Rumowisko granitowe (Hohneklippen, Brocken, Niemcy).

szczytach wielu gór, np. u nas w Tatrach na Łysej Górze (rumowisko kwarcytowe) oraz w pustyniach skalistych; eoliczny piasek — w pustyniach; tegoż pochodzenia pył gliniasty czyli *löss* — na stepach.



Fig. 24. Szrama (rysy) lodowcowe.

Rozmieszczenie geograficzne tych pokładów jest tego rodzaju, że blisko miejsca pochodzenia spotykamy rumowiska; dalej piasek, uniesiony przez wiatr, a jeszcze dalej — lżejszy *löss*.

Do skał przeniesionych przez lód, mianowicie skał lodowcowych, i osadzonych po jego stopnieniu, należy *glina lodowcowa* ze znanymi już nam *głazami eratycznymi* (narzutniakami).

Te wszystkie skały osadowe, osadzone nie z wody, nie posiadają zwykle uwarstwienia; przytem osady lodowcowe cechują *głazy*, posiadające znamienne rysy (szrama) od działania posuwającego się

po nich lodu (fig. 24), a osady eoliczne skały trójkanciaste, ogładzone wskutek tarcia wiatru, piaskiem obciążonego.

Skały wybuchowe. W przeciwieństwie do skał osadowych, wybuchowe mają budowę masową, to jest jednakową w całej masie; minerały, w skład ich wchodzące, występują w formie kryształów, choć zwykle niezupełnie wykształconych, niedorosłych. Z biegiem czasu rozróżniano wielką ilość typów tych skał, stosownie do obranej zasady podziału: dawniej dzielono wedle wieku geologicznego, dziś raczej wedle składu mineralogicznego i struktury petrograficznej. Już na oko skała składa się albo cała z kryształów ziarnistych, bezładnie ułożonych, albo też kryształy te są bezładnie rozrzucone wśród masy zbitej, zwanej ciastem skalnym (*feizytem*); czasami wreszcie ziarna zupełnie znikają i cała skała składa



Fig. 25. Grota bazaltowa, Fingala

się z felzytu. Zależy to od szybkości zastygania; im szybciej ognistopłynna masa zastygała, tym mniej mogły się w niej wykształcić kryształy.

Tym sposobem mamy *trzy typy skał wybuchowych*. Do pierwszego gatunku, grubo lub drobno-ziarnistego, należą *granity*, wzgl. mikrogranity, które stąd otrzymały swą nazwę (granum—ziarno). W Polsce występują granity np. w Tatrach (fig. 17), na Podolu i Wołyniu.

Do drugiego gatunku, w którym większe ale rzadkie kryształy powstałe wcześniej (t. zw. *prakryształy*) są rozrzucone wśród masy

zbitej, należą *porfiry*, często czerwone (porfira — purpura). U nas występują one pod Krakowem i są używane na bruki i szosy. Inna znów skała tegoż typu, której masa jest porowata, chropowata i zwykle jasna (szara, żółtawa), zowie się *trachitem*. Skała ta wystę-

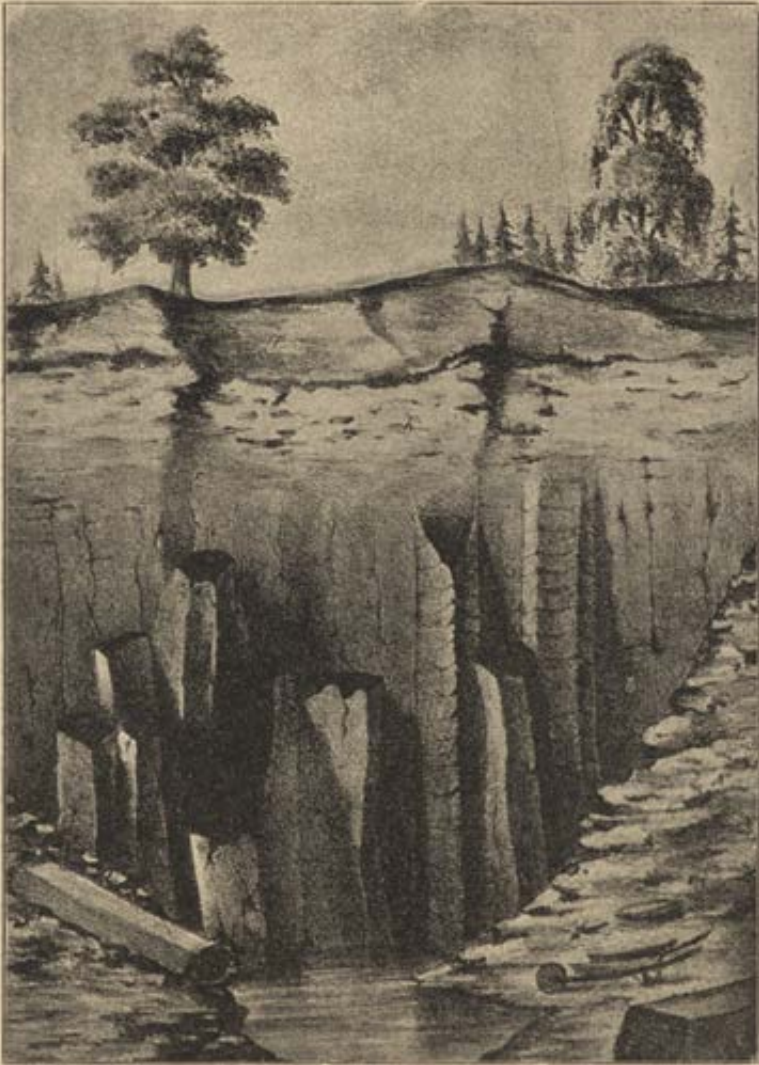


Fig. 26. Bazalt wołyński.

puje na południowym stoku Karpat (góry Hegyalya pod Tokajem). W fonolitach masa, barwy zielonawo-szarej, odłupuje się równolegle od powierzchni, w cienie płyty, dźwięcząca za uderzeniem młotka.

Do tegoż typu, gdzie jednak masa jest prawie pozbawiona kryształów a przytem bardzo ciężka (zawiera żelazo) i czarna, należą *bazalty*. Przy ostygnięciu i kurczeniu bazalt dzieli się na prawidłowe kańciaste kolumny (fig. 25 i 26). Bazalty, jak prawie wszystkie inne skały wybuchowe, występują w Europie tylko w zachodniej jej części; u nas bazalt występuje na Śląsku, gdzie tworzy górę św. Anny i na Wołyniu.

Bazalt łatwo się rozkrusza, rozkłada i dostarcza żyznego gruntu gliniastego. Bazalty należą do najmłodszych skał wybuchowych, granity do najstarszych; choć zresztą z tego pravidła są wyjątki.

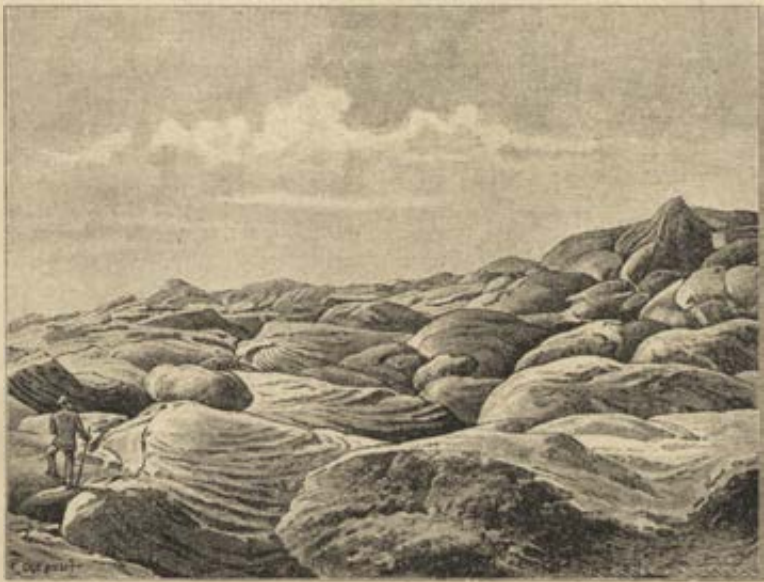


Fig. 27. Pole lawy plackowatej na wyspie Hawai.

Do trzeciego wreszcie typu należą skały masy bezpostaciowej, pozbawionej zupełnie kryształów. Tędy należą w pierwszym rzędzie skały wybuchowe, które ostygły na powierzchni, a nie w głębi ziemi.

Lawy, to jest masy, wylewające się *obecnie* z wulkanów, są przeważnie trachitowe i bazaltowe. Po zastygnięciu potok lawy przedstawia ponurą, czarną pustynię: powierzchnia jego — to rumowisko głazów ostrokańciastych, jak nagromadzone kry lodu (pustynie lawy w Islandji, zwane *hraun*), albo też przyjmuje kształty zaokrąglone, plackowate, jak to pokazuje fig. 27. Zależy to od

tego, czy potok ostygł przy wydzielaniu się i wybuchaniu gazów, czy też spokojnie, bez wstrząśnień. Drobniejsze kawałki lawy, oderwane od masy głównej i wyrzucone przez wulkan, zwą się, stosownie do swych rozmiarów, bombami lub lapilli, drobniejsze, piaskiem, najdelikatniejsze – popiołem wulkanicznym (tufem w stanie stwardniałym).

2. Morfologiczny podział skał.

Ważniejszym dla geografa od podziału, opartego na względach mineralogicznych i geologicznych, jest ugrupowanie skał wedle ich wpływu na krajobraz. Tu wysuwają się na pierwszy plan niektóre właściwości skał, które w opisach petrograficznych małą odgrywają rolę, a mianowicie odporność skał na wietrzenie i siły żłobiące, przepuszczalność na wodę i powietrze oraz rozpuszczalność w wodzie.

Odporność skał polega przedewszystkim na ich spójności; jednolite lub dobrze lepiszczem spojone skały, niepopękane i twarde, opierają się długo wietrzeniu i żłobieniu, bez względu na to, czy wedle składu mineralogicznego lub petrograficznego nazwać je winniśmy wapieniami czy bazaltami, piaskowcami czy zlepieńcami. Odwrotnie, jedna i ta sama (petrograficznie) skała może w pewnych warunkach przedstawiać odporność wielką, w innych małą; nie wszystkie granity są odporne na niszczenie i procesy morfologiczne. Wchodzą tu w grę czynniki zewnętrzne, klimatyczne, tektoniczne, stosownie do których waha się morfologiczna odporność skał. W każdym razie skały wybuchowe i wapień stoją na jednym końcu tego morfologicznego szeregu, a gliny i piaski na drugim, natomiast twardsze nieco skały krystaliczne i piaskowce oraz mniej odporne naogół łupki i zlepieńce zajmują miejsce pośrednie.

Jeszcze ważniejszy jest wzgląd na *przepuszczalność* skał. W okolicach, których powierzchnia składa się ze skał nieprzepuszczalnych, woda, ten główny czynnik w modelowaniu krajobrazu, nie mogąc wnikać w skałę, z konieczności spływa po powierzchni, przyczem intensywnie ją żłobi. Natomiast w okolicach o skałach przepuszczalnych rzeki, tracąc części swej wody na rzecz wód zaskórnych, są słabsze i nie atakują tak energicznie powierzchni ziemi; stąd tu kontrasty krajobrazowe silniejsze i trwalsze. Na kończynach uszeregowanych pod tym względem skał stoją wręcz nieprzepuszczalne iły, gliny, iłolupki i margle z jednej, a przepuszczalne piaskowce, piaski i wapień z drugiej strony.

Ta ostatnia skała nabiera szczególnego znaczenia w krajobrazie przez to, iż jest nie tylko przepuszczalna, ale (podobnie jak sól i gips) w wodzie rozpuszczalna. Woda, zawierająca (pochodzący z powietrza) kwas węglany, rozpuszcza w sobie wapień. To ułatwia wnikanie wody pod ziemię, a więc przemianę nadziemnego modelowania krajobrazu w podziemne. Tym sposobem powstaje specjalny typ krajobrazowy, który nazywamy krasem; zespół zjawisk krasowych opiszemy na innym miejscu (III część, rozdz. A II 5).

II. Układ skał (tektonika).

Poznawszy materiały skorupy ziemskiej, zobaczmy teraz, w jaki sposób wchodzi one w skład tej skorupy, jak się w niej układają; innymi słowy, jaką ta skorupa ma budowę, architektonikę czyli *tektonikę*. Aby to poznać, trzeba zajrzeć w głąb ziemi, co jest możebne, jak już wspomnieliśmy, w głębokich dolinach rzeki oraz na wybrzeżach mórz, czyli na przekrojach (profilach) naturalnych; prócz tego, na przekrojach sztucznych, jakie mamy w kopalniach i przekopach kolejowych, wreszcie, gdzie tych ułatwień nie znajdujemy, musimy umyślnie sporządzać sobie przekroje zapomocą świdrów, które wydobywają próbki skał, leżących na różnych głębokościach. Niekiedy w tej trudnej pracy zastępują nas wulkany, które wraz z magmą wyrzucają nieraz odłamy skał osadowych, głęboko w ziemi spoczywających.

1. Układ skał osadowych.

Wiadomo, że skały osadowe, a w szczególności największa ich część, t. j. skały osadzone z wody, ułożyły się warstwami na dnie wód, zwłaszcza mórz. Granice warstw są płaszczyzny mniejszej spójności cząstek i utworzyły się z powodu zmiany warunków osadzania, t. j. bądź chwilowej przerwy jego, bądź zmiany materiału osadów. Warstwy osadowe mają często olbrzymią grubość, choć nieraz charakter ich pokazuje, że się osadziły w morzu płytkim; widocznie w miarę ich osadzania się dno morskie musiało się obniżać.

Warstwy zostały pierwotnie ułożone poziomo lub z bardzo lekkim pochyleniem od wybrzeża ku morzu; im młodsza, późniejsza warstwa, tem leży wyżej, bliżej powierzchni ziemi, jak to pokazuje fig. 28, w której cyfry 1, 2, 3, 4, 5 oznaczają porządek chronologiczny (względny wiek) osadzania się warstw.

To ułożenie pierwotne, poziome, znajdujemy jednak zwykle tylko na warstwach niedawno osadzonych, podczas gdy dawniejsze po większej części uległy zmianom, zaburzeniom: zostały *pochyłone* (fig. 29 b), *postawione* (pionowo), (fig. 29 c), lub nawet *przewrócone*,



Fig. 28.

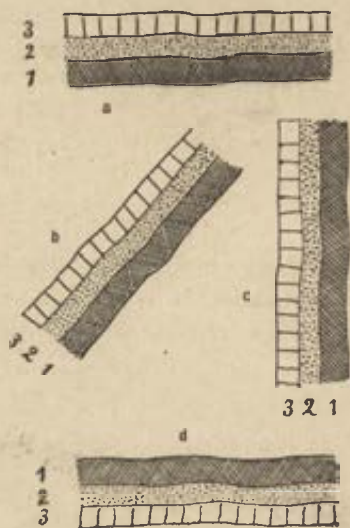


Fig. 29.

tak iż mogą leżeć znów poziomo, ale w odwrotnym porządku (fig. 29 d): warstwa najpierwej osadzona, najstarsza (1), leży na wierzchu, najpóźniej osadzona, najmłodsza (3), leży na spodzie.

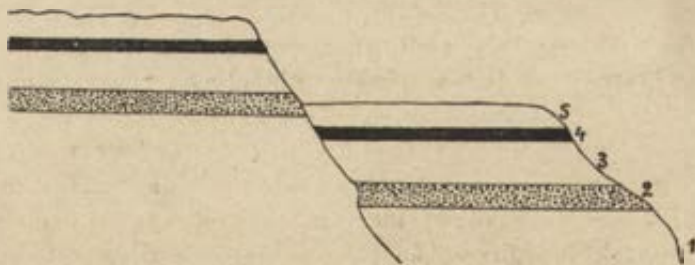
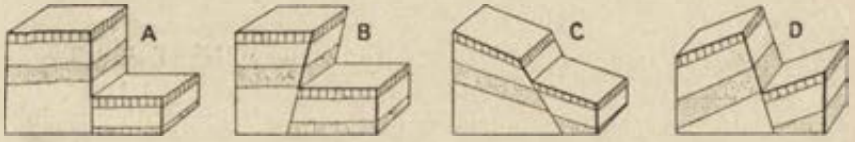


Fig. 30 a. Obsunięcie.

Wszelką zmianę w pierwotnem położeniu warstw nazywamy wogóle zaburzeniem tektonicznym (*dyzlokacją*). Dwie są główne formy dyzlokacji: *uskok* i *fad*.

Uskok powstaje wtenczas, gdy warstwa lub serja (grupa) warstw ulegnie pęknięciu i wzdłuż tego pęknięcia nastąpi obsunię-

cie się lub podniesienie jednej części warstw, rozdzielonych pęknięciem (*uskok pionowy: obsunięcie*, względnie *nasunięcie*, fig. 30b); albo też, jeżeli bez zmiany pionowej nastąpi poziome przesunięcie wzdłuż pęknięcia (*uskok poziomy* lub *przesunięcie*, fig. 32).



De Martonne

Fig. 30 b. Różne typy obsunięcia, względnie nasunięcia schodkowego

Uskoki pionowe można obserwować na naturalnych przekrojach, mianowicie na stromych, wysokich wybrzeżach mórz i rzek, lub w kopalniach, gdzie często górnikom sprawiają wiele kłopotu,

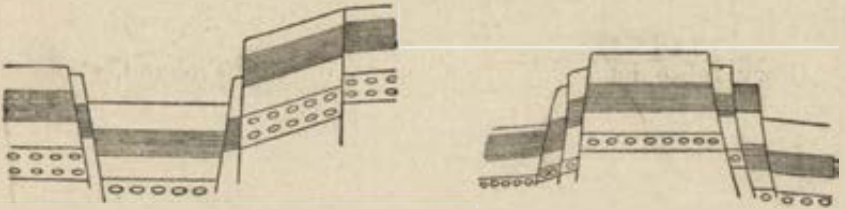


Fig. 31 a. Rów tektoniczny.

Fig. 31 b. Uskok dwustronny (skiba)

gdyż na uskoku urywa się nieraz pokład użytecznej skały, wydobywanej przez człowieka; tak np. po wydobyciu warstwy 2, na fig. 30a po prawej stronie, trzeba dalszego jej ciągu po lewej szukać znacznie wyżej (względnie w innych razach znacznie niżej). Uskok poziomy

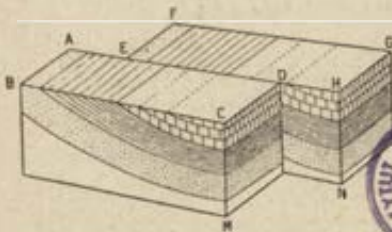


Fig. 32. Przesunięcie poziome (wzdłuż płaszczyzny EDHN)

De Martonne



Fig. 33. Uskoki współśrodkowe.

można poznać nieraz po nagłym przerwaniu linii łańcucha górskiego, który dalej ciągnie się wzdłuż innej linii.

Wreszcie zapadnięcie może się odbywać nie tylko wzdłuż pewnej osi, lecz dokoła pewnego punktu (*zapadnięcie kotlinowate*), przyczem powstają też pęknięcia promieniste (fig. 33).

Kawały warstw, połamanych przez uskoki, zowią się *skibami* (*Scholle*); nazywamy je *taflowe*, gdy warstwy leżą poziomo, a *klinowe*, gdy są pochylone.

Czasami zdarza się, iż przy obsunięciu warstwy nie pękają, lecz rozciągają się, jak to wskazuje figura 34 i 35 (po stronie prawej). Uskok taki, stanowiący formę przejściową do dyzlokacji fałdowej, zowiemy *fleksurą*.

Uskoki, skiby i rowy tektoniczne uwydatniają się nieraz w krajobrazie bardzo wyraźnie (fig. 35). Jednostronne uskoki tworzą czołami swojemi progi morfologiczne, przez erozję silnie atakowane; biegną one niekiedy prostolinijnie setki kilometrów jako wyraźne, „przewodnie“ linje krajobrazowe.



Fig. 34. Fleksura.

Rowy tektoniczne, obustronnie zamknięte uskokami, stanowią zazwyczaj łożyska jezior i rzek, nieraz bezodpływowych. Brak



Fig. 35. Uskoki i fleksury (wyżyny Kolorado).

pasmowatego układu wzniesień, kształt stołowy lub klinowy gór niejednakowej wysokości a oddzielonych między sobą szerokimi, kanciasto biegnącymi rowami cechują krajobraz skibowy (obacz fig. 36).

Fałda powstaje wtenczas, gdy warstwy wyginają się wskutek ciśnienia bocznego falisto, jak wskazuje fig. 37.

Fałdy można też obserwować, podobnie jak uskoki (ob. str. 48), a upogładowić je, naciskając z boku kartki książki. Fałda składa się z *siodła* i *niecki* (fig 37). Oprócz fałdy takiej, jak na fig. 37 A, którą nazywamy *fałdą stojącą*, mogą być jeszcze fałdy *pochyłe* (fig. 37 C), *przechylone* (fig. 37 D) i *leżące* (fig. 37 E). W ostatnim razie warstwy leżą poziomo lub prawie poziomo, a jednak uległy dyzlokacji. Fałdy, w sobie sfałdowane, nazywamy

wtórniemi (fig. 37 F), fałdy stojące o pozornym układzie warstw jak w nieckach fałdą *wachlarzową* (fig. 37 G).

Taki układ warstw, jak w grzbiecie fałdy, gdzie one spadają w przeciwne strony, zwiemy *antyklinalnym*; taki zaś, jak w niecce, gdzie one spadają ku sobie, zwiemy *synklinalnym*; taki wreszcie, jak w fałdzie leżącej, gdzie niecka znika i wszystkie warstwy pochylają się w jedną stronę—*izoklinalnym*. Niekiedy w układzie antyklinalnym warstwy, wskutek silnego zgniecenia u dołu, rozchodzą się ku górze, jak źdźbła w snopie, silnie związanym; taki układ zowie się *wachlarzowym*. Grzbiet fałdy ulega tu zwykle zniszczeniu (linje kropkowane, fig. 37 g).

Ostatnimi czasy zauważono, iż leżące fałdy mogą przybrać wprost gigantyczne rozmiary; wówczas mówimy o „*plaszczowinach*“. Wychyliwszy się (ob. fig. 38) z obszaru, gdzie płaszczowina jest „*zakorzona*“, przesunęła się ona po powierzchni podłoża miejscowego (autochtonicznego), wyzierającego tu i owdzie z pod płaszczowiny t. zw. *oknami*, by *czołem* swoim zanurzyć się ponownie w materiale miejscowym. Bardzo często spotyka się *kilka płaszczowin* różnego pochodzenia i wieku, jedną nad drugą, a ponadto każda z płaszczowin wykazywać może wtórne, podrzędne fałdy leżące, t. zw. *digitacje*. Całe zjawisko płaszczowin występuje w przyrodzie w bardzo skomplikowanej formie (ob. fig. 39), czem się poczęści tłómaczy pewna rezerwa u jednych, przesada u drugich w stosowaniu hipotez płaszczowinowych. Do tego dodać należy trudności, które się nasuwają przy tłómaczeniu zjawisk płaszczowinowych z fizycznego punktu widzenia¹⁾.



Supan

Fig. 36. Rowy erytrejskie i wschodnio-afrykańskie: kropkowane przestrzenie rowy suche, czarne torow tectoniczne, zalane wodą morską lub jeziorną.

¹⁾ Najgorliwsi zwolennicy teorii tej nie są jeszcze zgodni w tem, czy cały ruch płaszczowinowy należy sobie wyobrazić jako *seslisgnięcie* olbrzymich mas skalnych (Reyer) lub też jako *parcie* w skorupie ziemi styczne,

Warstwy sfałdowane mogą też następnie być pokrajane uskokami; w takim razie kawały warstw stanowią *skiby fałdowe* (por. str. 50).

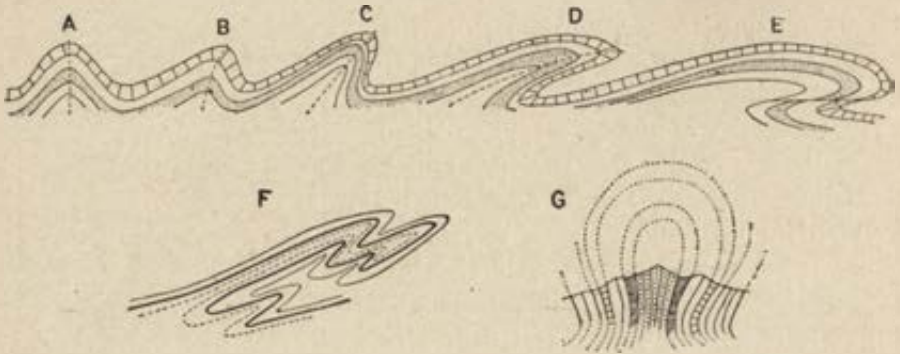


Fig. 37. Różne rodzaje fałdów tektonicznych. De Martonne

Gdy w czasie osadzenia różnych warstw nie zaszły żadne dyzlokacje, wówczas warstwy wszystkie leżą *zgodnie*, to znaczy jedna na drugiej równolegle. Jeśli jednak między osadzeniem dwu



Fig. 38. Dwie płaszczowiny, leżące jedna nad drugą. Górna bardzo zniszczona. (R korzenie, C czoło górnej płaszczowiny, F okno, E digitacja — skałki „pływające”, resztki denudacji).

De Martonne

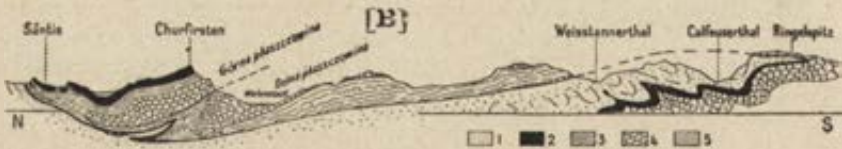


Fig. 39. Płaszczowiny w Alpach Szwajcarskich (1 trzeciorząd, 2 górna kreda, 3 dolna kreda, 4 jura, 5 tryas i perm). De Martonne

jedno - (*Suess*) lub obustronne. Podobnie jest rzeczą dotąd nierozstrzygniętą, czy obszarem narodzin płaszczowin zawsze bywają t. zw. „*geosynkliny*“, to są pasy skorupy ziemskiej, które zlekka, ale statecznie się zapadają pod ciężarem bezustannie tu gromadzących się mas skalnych. Również niema dotąd zgody, czy tego rodzaju geosynkliny utworzyły się tylko na brzegu wielkich oceanów, czy też w morzach śródziemnych, wciśniętych między kontynentami, a może i w wielkich jeziorach śródlądowych.

serji pokładów odbyły się dyzlokacje, które poruszyły starszą serję warstw, natenczas obie serje leżą względem siebie nierównoległe czyli *niezgodnie* (fig. 40 a, b, c).

W razie równoległości warstwy pochylone zostały zdyzlokowane razem (lub całkiem nie uległy dyzlokacji, lecz zostały osadzone nieco pochyło). W razie nierównoległości, jak na figurach 40,

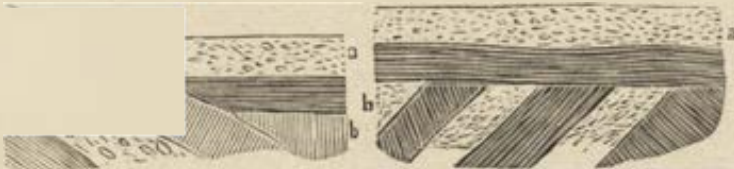


Fig. 40 a.

Fig. 40 b.

warstwy *a* zostały osadzone poziomo już po dyzlokacji warstw *b*. Taki układ, jak fig. 40 b, i c, zdradza, że ląd został zalany morzem (które na dnie swem osadziło warstwy *a*), co zowie się *transgresją, przekroczeniem* — morze przekroczyło swój brzeg.

Prócz takich dyzlokacji właściwych, polegających na wyprowadzeniu warstw z pierwotnego położenia poziomego, mogą też zachodzić wznoszenia i obniżenia warstw z zachowaniem ich położenia poziomego; są to *zmiany poziomu*, spowodowane ruchami epeirogenetycznymi.

Zresztą, napotyając takie warstwy poziome, niegdyś w morzu osadzone, a obecnie wysoko nad jego poziomem leżące, nie możemy odrazu rozstrzygnąć z całą pewnością, czy zaszło tu podniesienie lądu, czy też obniżenie morza.

Podobnaż wątpliwość nasuwa się, gdy osady lądowe, naprzykład otoczaki rzeczne albo torf, znajdziemy (np. w kopalniach, przy wierceniu studni i t. d.) poniżej poziomu morza; niewiadomo napewno, czy tu ląd się obniżył, czy poziom morza się wzniósł.

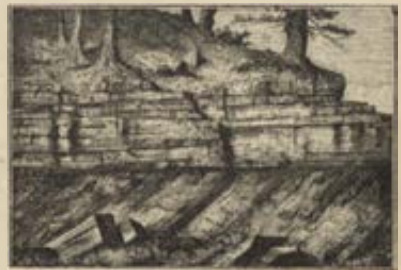


Fig 40 c.

Właśnie zmiany poziomu lub *ruchy epeirogenetyczne* odgrywają w najnowszych poglądach morfologicznych wielką rolę. Deformacje tego rodzaju można najłatwiej stwierdzić na odchyleniach i skrzywieniu pewnych prawidłowych linii morfologicznych w przyrodzie, jak linii wybrzeżnych morskich i jeziornych oraz teras rzecznych.

Krzywe, łączące wszystkie punkty o jednakowej deformacji epeirogenetycznej, zwą się *izanabazami* (obacz fig. 41). Każda tego rodzaju zmiana poziomu spowodować musiała nowe ukształtowanie się form krajobrazowych.



Fig. 41. Izanabazy Skandynawji i ziem nadbałtyckich, wskazujące, o ile dźwignął się ten obszar od czasów epoki lodowej (według Högbom'a).

2. Układ skał wybuchowych.

Skały wybuchowe grają daleko mniejszą rolę od osadowych w budowie skorupy ziemskiej. Wypełniają one tylko szczeliny w skałach osadowych (*żyły*), pokrajanych uskokami, oraz szpary między warstwami (*pokłady*) (fig. 42). Dostawszy się na powierzchnię ziemi, lub odsłonięte wskutek zniszczenia warstw przykrywających je, tworzą

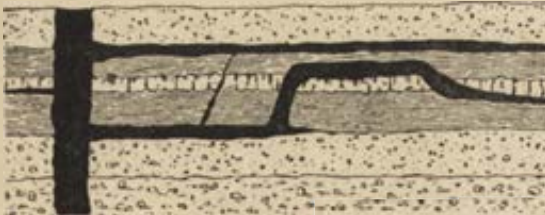


Fig. 42. Żyły i pokłady wulkaniczne.

wzniesienia w kształcie *kopuł*, *dzwonów* (fig. 43), *stożków* (Fig. 44 i 45), lub płaskich *pokryw*; te ostatnie tworzy najczęściej bazalt, który wylał się w stanie bardzo rzadkim (Dekan, Abisynja, Oregon, Islandja). Od głównych mas skał wybuchowych wybiegają tu i owdzie podziemne rozgałęzienia, zwane *apofizami*. Niektóre skały wybuchowe nie wydostają się na powierzchnię ziemi, lecz zastygają pod ziemią, tworząc tak zwane *batolity* i *lakkolity*; te ostatnie wywołują lekkie kopułowate dylokacje warstw (fig. 46).

Pośród skał, tak osadowych, jak wybuchowych, spotykamy gdzieś tam



Fig. 43. Dzwon lawowy na wyspie Bourbon.

zwane *skarby mineralne*, t. j. skały, dostarczające człowiekowi wielkich pożytków (np. *rudy*, t. j. skały, z których można wytapiać metale). Zalegają one, podobnie jak wybuchowe skały, bądź w szparach między warstwami, tworząc *pokłady* (które nieraz szybko zwężają się na wszystkie strony, nikną, przyjmując kształt soczewkowaty „*gniazda*“); bądź też wypełniają szczeliny, tworząc *żyły*.

Skały te zostały osadzone pośród innych, bądź przez wodę, bądź przez pary, wydobywające się z gorącego wnętrza ziemi i zastygające; to też skarby mineralne są często związane z uskokami i skałami wybuchowymi.

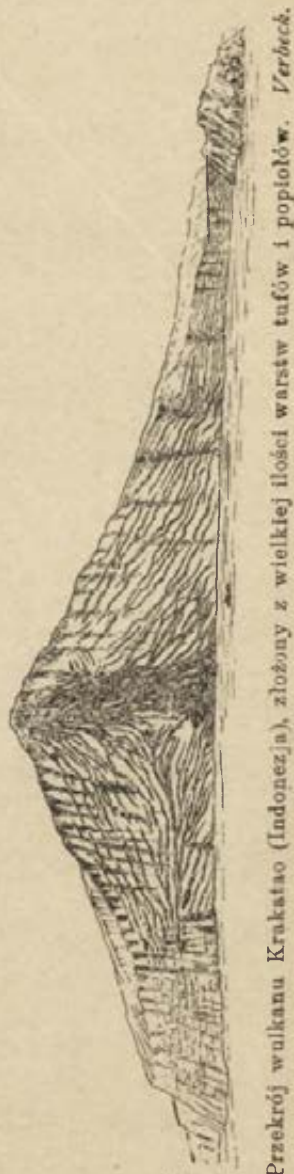


Fig. 44

Przekrój wulkanu Krakatau (Indonezja), złożony z wielkiej ilości warstw tufów i popiołów. Verbeek.



Fig. 45. Świeże stożki wulkaniczne, atakowane przez erozję.
Kurkdjian.
(Bromo, Batok, Widobaren i Smeroe na Jawie).

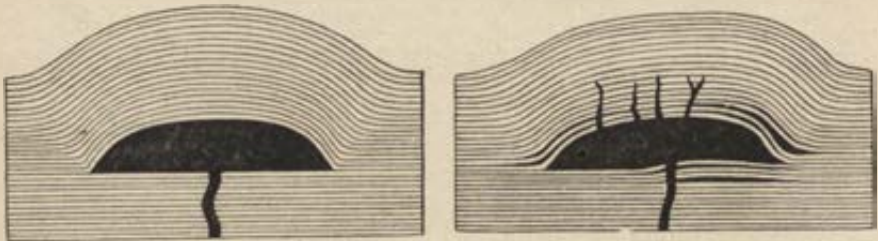


Fig. 46. Lakkolit (po prawej z apofizami).

B. SIŁY (dynamika).

Powyżej opisane części składowe skorupy ziemskiej znajdowały się przez wieki i znajdują się obecnie pod wpływem działania rozmaitych czynników, czyli *sił*, które wywołują pewne *zmiany form pierwotnych*. Siły te i wywoływane przez nie zmiany należy poznać, aby mózdz zrozumieć tak wewnętrzną budowę skorupy,

czyli jej architektonikę albo *tektonikę*, jako też uwarunkowane części przez nią, części od niej niezależne ukształtowanie powierzchni, to jest jej *plastykę, orografję* i wogóle *morfologję ziemi*.

Siły, działające na ziemię, dadzą się podzielić na dwa rodzaje: *siły wewnętrzne*, mające siedlisko we wnętrzu ziemi, i *siły zewnętrzne*, które swe ostateczne źródło mają przeważnie w słońcu.

I. Siły wewnętrzne.

a) *Siły górotwórcze*. Siły wewnętrzne zależą od ognistego stanu wnętrza ziemi, wogóle od jej wysokiej pierwotnej temperatury. Ziemia utracą ciepło, ochładza się w zimnym przestworzu wszechświata, a wskutek tego kurczy się; *kurczenie* zaś sprowadza zmiany w położeniu skał, tworzących skorupę. Mianowicie wewnętrzne, ogniste jądro oziębia się szybciej, kurczy bardziej, niż skorupa, tak iż ta ostatnia staje się dlań za obszerna i, obsiadając na nim dzięki sile ciężkości, nie może go pokryć równo, lecz, pod wpływem budzącego się ciśnienia bocznego garbi się, fałduje, pęka i zapada (*teorja kurczenia*, rozwinięta przez Suessa). Te zmiany w położeniu skał obserwowaliśmy już wyżej i nazwali zmianami poziomu i dyzlokacjami. Wywołują one na powierzchni ziemi powstanie nierówności wzniesień i zagłębień. Teorja kurczenia, w koncepcji najwspanialsza ze wszystkich hipotez górotwórczych, tłumaczy dużo zjawisk w sposób zadowalający. Są jednak i takie, których nie jest w stanie wyjaśnić, jak okresowości i perjodyczności sił górotwórczych, działających w niektórych epokach rozwoju ziemi intensywniej, w innych słabiej; dalej tych licznych blokowych wypiętrzeń lądów, które morfologowie stwierdzają coraz częściej; wreszcie niektórych dyzlokacji, w których ujawnia się zamiast ciśnienia bocznego właśnie rozprężenie i rozciąganie boczne.

Z drugiej strony zaznaczyć należy, że skrócenie promienia ziemi nastąpić może nie tylko z powodu ochładzania się jądra ziemi, lecz też z innych przyczyn; przedewszystkiem z powodu prawdopodobnego *zmniejszania* się *szybkości obrotu ziemi* wskutek oporu postępującej w przeciwnym kierunku, a więc ze wschodu na zachód fali przyływowej. Wykrycie *promieniującej siły* radium i podobnych ciał również zachwiało podstawami teorji kurczenia; rodzi się bowiem pytanie, czy siła promieniotwórcza tych ciał nie jest w stanie zrównoważyć ubytku ciepła ziemi, promieniującej w przestwór światowy.

Zresztą liczne zwłaszcza mniejsze dyzlokacje mogą być wynikiem innych przyczyn, np. zeslizgiwania się warstw po pochyłej podstawie, parcia przez poruszający się lodowiec, zapadania sklepień jaskiniowych i t. d. Niektórzy (Reyer) przypisują nawet *zeslizgiwaniu* pierwszorzędne znaczenie przy tworzeniu się fałd, inni znów sądzą, iż silne dodatnie i ujemne wahania temperatury w skorupie ziemi, wywołane procesami mechanicznymi, spowodować mogą zaburzenia tektoniczne (*teorja termiczna*). Najbardziej jednak obok teorii kurczenia przyjęła się *teorja izostatyczna*, szukająca przyczyny zaburzeń tektonicznych w naruszeniu równowagi skorupy ziemi wskutek *nierównomiernego ugrupowania się lądów i den oceanicznych* według ciężkości mas skalnych, które je składają, oraz wskutek procesów denudacji gór z jednej i osadzania się materiałów w morzach z drugiej strony. Obniżenia (dna oceanów) odpowiadają masom cięższym, wzniesienia (postumenty lądowe)—masom lżejszym, jak tego dowodzą pomiary wahadłowe (*Pratt, Hecker*), a to mianowicie dla zadośćuczynienia warunkom równowagi: masy lżejsze wyrównują ciśnienie cięższych dzięki większemu wzniesieniu. Wskutek spłókania skał z ładu i osadzenia ich na dnie sąsiedniego morza, ład staje się względnie za lekki, dno morza—za ciężkie. Obciążone w ten sposób dno morskie zanurza się, względnie za lekkie łądy się dźwigają, o ile cała skorupa ziemi spoczywa na podłożu plastycznym. Przytem wywiązują się boczne ciśnienia na granicy mórz i lądów, które wskutek tego podnoszą się i fałdują. Ten proces może nam tłómaczyć zarówno zaburzenia tektoniczne (*Dutton*), jak i ogólne zmiany poziomu (*Mc Gee*).

Dyzlokacje warstw, odbywające się bardzo energicznie, ujawniają się jako *trzęsienia ziemi* (*trzęsienia dyzlokacyjne* albo *tektoniczne*). Zdarzają się one w krajach z warstwami silnie zdyzlokowanymi i to, gdy dyzlokacja odbyła się niezbyt dawno, a więc w sąsiedztwie gór młodych, t. j. niedawno powstałych (Alpy, Karpaty, Sierra Nevada, Apenin, góry zachodniej części półwyspu Bałkańskiego wogóle okolice morza Śródziemnego; dalej Kaukaz, Himalaje, Tian Szan, wybrzeża oceanu Wielkiego, szczególnie Japonja i Ameryka Środkowa, przewana z tego powodu „hamakiem“, oraz Antylle Małe i wybrzeża Wenezueli, wogóle w bliższym i dalszym sąsiedztwie mórz śródziemnych, Romańskiego, Azjo-australskiego i Amerykańskiego).

Trzęsienia tego rodzaju zdradzają, że siła górotwórcza jeszcze nie wygasła, że proces tworzenia się gór trwa do chwili obecnej. Trzęsienia ziemi wywołują gwałtowne i znaczne zmiany na po-

wierzchni ziemi i niszczą nieraz w ciągu paru sekund najwspanialsze zabytki pracy człowieka.

b) *Siła wulkaniczna*. Obok siły kurczenia istnieje, poczęści w związku z nią, *siła wulkaniczna, wulkanizm*: przez szpary, tworzące się w skorupie wskutek kurczenia jej lub wskutek parcia gazów, wylewają się z wnętrza ziemi masy ognistopłynne, „niby krew z ran”. Wpływają one na otoczenie już samą swą wysoką temperaturą, zmieniając czyli *metamorfizując* skały przez zetknięcie (wapień na rogowiec, piasek na kwarcyt, łupki na gnejs, węgiel brunatny na kamienny i t. d.), co nazywamy metamorfizmem kontaktowym.

Wylawszy się na powierzchnię i zastygłszy, wywierają one wpływ na jej plastykę: w razie, gdy są rzadkie, wyrównują nierówności, podobnie jak wylew wodny (*pokrywy wulkaniczne*); gdy zaś są gęste, to tworzą *wzgórza kopułowate (wulkany ulane)*; rozpylone przez wybuchy zawartej w nich pary wodnej i zamienione w popiół, zasypują one również znaczne obszary lub *usypują góry stożkowe (wulkany usypane)* (obacz fig. 44, str. 55). Czasami odbył się tylko jednorazowy wybuch, który wyrzucił tylko nieznaczną ilość materiałów, rozrzuconych tu i owdzie, a nie zbudował góry. Wówczas pozostał odsłonięty otwór w powierzchni ziemi, oko lub okno spowodowane wybuchem; taki *zarodek wulkanu* zowie się *maar* (fig. 47).

Nie całkiem wyjaśnioną jest kwestja, skąd lava *pochodzi* i jakie *siły* je wyparły z wnętrza ziemi na powierzchnię. Ogniskami wulkanicznymi, z których lava wypływa, mogą być: same *jądro ziemi* lub też podrzędne *ogniska peryferyczne*, położone już w skorupie ziemi. Te ostatnie tłómaczą indywidualizm wybuchów, zarówno co do składu materiału lawy, tu bardziej zasadowej, tam bardziej kwaśnej, jakoteż co do chwili wybuchu, różniącej się znacznie nawet u wulkanów blisko z sobą sąsiadujących.

Siłą motoryczną przy wybuchach jest niekoniecznie tylko *para wodna*, której dawniej wyłącznie przypisywano możność dźwignięcia magmy, ale i *inne gazy*, wydzielające się ciągle z wnętrza ziemi. Ponieważ wulkany leżą istotnie najczęściej w pobliżu morza (główny



Fig. 47. Weinfelder Maar (Eifel).

ich pas otacza pierścieniem ognistym ocean Wielki, częste są też nad morzem Śródziemnym, Romańskim i Amerykańskim); niektórzy więc przypuszczali, że woda morska, dostając się szparami i szczelinami do magmy i zamieniając się w parę, powoduje wybuchy. Ponieważ jednak w niektórych wulkanach czynnych nie natrafiono wcale na parę wodną (*Brun*) i stwierdzono, że występują wulkany niekiedy i zdala od morza (wschodnia Afryka, Mandżurja), więc odstąpiono z nielicznymi wyjątkami (*Arrhenius*) od powyższej hipotezy, pozostawiając parze wodnej tylko ważną rolę przy eksplozjach wulkanicznych. Może też być, że *ruchy tektoniczne* wyciskają poprostu magmę, że nagle rozgrzanie wnętrza skorupy wskutek pewnych *chemicznych procesów* umożliwia przeżarcie kanału wybuchowego, że magmy w pewnych warunkach ulegają *zwiększeniu objętości*, co powoduje tendencję wybuchania na zewnątrz. Jak widzimy, proces wulkanizmu jest w szczegółach zawiły i niezupełnie jeszcze wyjaśniony.

Wreszcie parciem swoim masy ogniste mogą wywołać pewne niewielkie dyzlokacje warstw (ob. lakkolit, fig. 46, str. 56), jakkolwiek nie na taką skalę, jak niegdyś przypuszczano, gdy sile wulkanicznej przypisywano zdolność podnoszenia gór, nie tylko wulkanicznych stożków, ale i wielkich łańcuchów (*teoria plutoniczna* Bucha i Humboldta).

Siła wulkaniczna ujawnia się też nieraz trzęsieniami ziemi (*trzęsienia wulkaniczne*), mają one jednak daleko mniejsze rozprzestrzenienie, niż trzęsienia tektoniczne.

Czynność wulkaniczną cechuje perjodyczność: poszczególne wybuchy dzielą okresy względnego spokoju, które mogą się tak przedłużyć, że mówimy o *wulkanach wygasłych*. To wygasanie tłumaczymy bądź to wyczerpaniem się ogniska, z którego lawy pochodzą, bądź też zatknięciem kanału ujściowego. W każdym razie przejście do stanu stałego spokoju jest łagodne: *okres solfatar*, t. j. gorących wybuchów gazowych, w których z czasem nikną wprzód fluor i chlorek, później też gazy siarkowe (fumarole), a w dalszym ciągu *okres mofet*, t. j. zimnych już źródeł gazów węglanych, stanowią przejście do zupełnego spokoju, w którym już tylko źródła gorące (termy) i źródła mineralne (szczawy) zdradzają miejsce dawnych wybuchów wulkanicznych.

2. Siły zewnętrzne.

Siły zewnętrzne są to mianowicie: siły atmosfery (temperatura, wilgotność, wiatr) i wody, bądź to w formie płynnej (deszczowej

i rzecznej, oraz jeziornej i morskiej), bądź też stałej (lód lodowcowy, morski i rzeczny). Działanie tych sił jest wielorakie: rozkruszanie i rozkład skał, czyli *wietrzenie*; wyłabianie, czyli *erozja*, spłukiwanie, wogóle obnażanie skał (*denudacja*); przenoszenie (*transport*) materiału skalnego i nagromadzenie go, osadzanie w innym miejscu (*akumulacja*).

a) *Wietrzenie*. Rozkruszanie skał jest skutkiem rozmaitych przyczyn, w pierwszym rzędzie *zmian temperatury*: przy obniżaniu się temperatury skały się kurczą, przy podnoszeniu — rozszerzają; stąd spójność cząstek słabnie, rozluźnia się skała i pęka (podobnie jak piec, silnie rozpalony), rozpada się bądź na kańciaste okruchy, gdy jest jednolita, bądź też na pojedyncze różnorodne ziarna, z których się składała.

Do rozkruszania takiego silnie przyczynia się też *wilgoć*, t. j. woda, przesiąkająca w szczeliny skał: gdy zmiany temperatury odbywają się w pobliżu zera, tak iż woda to zamarza, to taje, wówczas, przechodząc w lód i rozszerzając się, woda rozsada skały (podobnie jak butelkę z wodą, wystawioną na mróz).

Udział w rozsadzaniu skał mają też *korzenie roślinne*, które w miarę wzrostu rozsuwają skały ze znaczną siłą, oraz procesy *krystalizacji* rozmaitych soli, działające podobnie do zamarzającej wody; te ostatnie procesy wchodzi w rachubę przedewszystkiem w krajach gorących.

Pierwsza z wspomnianych przyczyn rozkruszania skał występuje najsilniej w suchych pustyniach, gdzie zmiany temperatury między dniem i nocą są bardzo znaczne, drugi — woda w krajach chłodno-wilgotnych, gdzie niewielkie mrozy są często przerywane odwilżami, oraz na szczytach gór, które z tego powodu są często pokryte chaotycznie nagromadzonem rumowiskiem głazów ostrokanciastych (np. rumowisko kwarcytowe na Łysej Górze). Wszystkie wyż omówione sposoby wietrzenia stanowią *wietrzenie mechaniczne*.

Prócz tego ważny wpływ na wietrzenie wywiera woda deszczowa przez to, że zawiera w sobie zabrany z powietrza kwas węglany, który chemicznie oddziałuje na skały i rozkłada, rozpuszcza niektóre z nich; jest to *wietrzenie chemiczne*, które występuje najsilniej w pasie deszczów zwrotnikowych. Ale i w wyższych szerokościach geograficznych niektóre skały, szczególnie wapienie, silnie mu ulegają. Wpływ roślinności, zwłaszcza kwasów *humusowych*, na chemiczne wietrzenie jest niemniejszy, niż na mechaniczne. Wapień ulega rozpuszczeniu, ale, będąc często zanieczyszczony gliną, po-

zostawia ją jako żyzną warstwę gruntu (tak np. wapień okolic Krakowa). W kamieniołomach lub głębokich dolinach widać, jak tu rozkład postępuje w głąb: dolną warstwę stanowi wapień, a górną glina, sięgająca na różną głębokość i zawierająca w sobie luźnie rozrzucone kamienie, które poniżej znajdują się wrosnięte w wapień i dowodzą, że glina ta z jego rozkładu powstała. Chemicznym procesem tłómaczy się też napotykanie często na pustyniach tworzenie się *czarnej powłoki* na skałach. Szczególniej występuje to zjawisko we wschodnim Tian-Szanie, którego góry przy odpowiednim oświetleniu wyglądają „jak kolosy z lanego żelaza“.

Powstała dzięki wietrzeniu pokrywa luźnych materiałów, t. zw. *zwietrzelina*, pozostaje w miejscu tylko na równinach i nizinach;



L. Sawicki.

Fig. 48. Osuwisko w Szymbarku pod Gorlicami z r. 1913.

na wszelkich stokach i grzbietach natomiast wprawiona bywa w ruch przez własny ciężar oraz dzięki termicznym wahaniom. Ruch ten czasami jest bardzo powolny, na oko nie dostrzegalny: zwietrzelina „ślazi“ po stokach (solifluction, Gekrieich). W innych znów razach, zwłaszcza na stromych stokach, ruch ten odbywa się szybko (*osuwisko, frana*, fig. 48), nawet gwałtownie (*deszcz kamieni* w górach, *oberwania górskie*). Znaczna domieszka wody w zwietrzelinie przemienia ją w gęstopłynne ciasto, które spływa jako *rzeka ziemna* (Mure) po dnie doliny.

b) *Erozja i denudacja*. Woda płynąca *odrywa* cząstki skalne, zwłaszcza zwietrzałe, z dna, po którym płynie, i unosi je; stąd

tworzy się wyżłobienie. Można to łatwo obserwować po silnym deszczu na zboczach grobli i nasypów kolejowych, które są pokrajane, pokarbowane licznymi rowkami, żłobkami. To wyżłabianie zwiemy *erozją*.

Erozja rzeczna, działając linearnie, stwarza rowy linearne, *koryta*, w ten sposób, że się weina jak piła w głąb podłoża skalnego, jakoteż zapomocą drobnych, miejscowych wirów; wiry te wyżłabiają na dnie koryta kociołki, *marmity* (Bruhnes), które łączą się ze sobą po zniszczeniu dzielących je ścianek. W ten sposób koryto rzeki pogłębia się szybko i znacznie.

Boczne przesuwanie się koryta, jakoteż wysokie wodostany rzeczne stwarzają *dno doliny*, w które koryto jest wgłębiane. Ku brzegom dno doliny łagodne lub też nagle przechodzi w *stoki doliny*. Po dnie doliny rzeki bieżą ze spadkiem stałym, ale nie zawsze jednakowym. W miejscach załomu spadku widzimy przy-

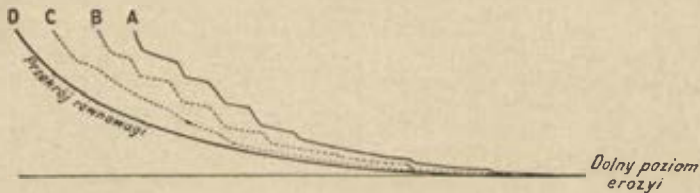


Fig. 49. Wyrównanie przekroju podłużnego dolin rzecznych.

śpieszenie biegu rzeki, co nazywamy *kataraktami* lub też, gdy załom jest nagły, *wodospadami*. W każdym razie pogłębianie dna dolinnego połączone jest z wyrównaniem tego rodzaju załomów spadku: krzywa spadku dolin zbliża się z czasem coraz bardziej do pewnej krzywej ostatecznej, *terminanty erozyjnej*, t. j. krzywej, która od źródeł ku ujściu statecznie i coraz łagodniej się obniża, i poniżej której rzeka już nie może się wgłębiać (fig. 49).

Energja erozji jest tem większa, im więcej wody płynie i im płynie bystrzej, a to znów zależy od tego, jak wysoko leży kraj nad poziomem morza lub zamkniętej kotliny bezodpływowej (nad dolnym poziomem erozji). Zresztą tama na rzece, która ją podpira i zwalnia jej bieg powyżej, może nawet w kraju wysoko leżącym osłabić energję erozyjną aż do chwili przerznięcia tamy. Podobnie bujna roślinność utrudnia erozję.

Woda powolnie płynąca, mająca mały spadek, nie pogłębia już łożyska, lecz raczej działa na boki, podmywa brzegi („cicha woda

brzegi rwie⁴⁾), które obrywają się pod własnym ciężarem. Prócz tego erozja zależy od natury gruntu: nietylko twardość gruntu opiera się erozji, ile jego przepuszczalność. Woda znika w szczelinach lub wsiąka i nie wywiera wpływu erozyjnego na powierzchnię; dostawszy się jednak przez szczeliny pod ziemię, woda wykonuje pracę *erozyjną podziemną*, szczególnie w skałach wapiennych, które ulegają rozpuszczeniu; wskutek tego tworzą się jaskinie, których sklepienia mogą się zapadać, co też może spowodować trzęsienie ziemi (*trzęsienia ziemi zapadowe*) na małym obszarze, ale nieraz bardzo gwałtowne. Czasem trzęsienia te lokalne są wywołane przez obszernie trzęsienie tektoniczne, które w danym miejscu napotkało jaskinie.

Zapadnięcia jaskiń objawiają się na powierzchni jako zagłębienia okrągławe, „*werteb*“ (ob. ustęp o krasach, III A II 7). Zagłębienia takie mogą, jak już wyżej zaznaczono, też powstać bezpośrednio w skałach wapiennych, wskutek naziemnej erozji chemicznej. Erozja taka, działając liniźnie wzdłuż szczelin skalnych, wytwarza wązkie i głębokie żłobki prosto lub krzywo-liniźnie, porozdzielane wązkimi grzbietami, ostrymi niekiedy, jak noże; jest to drugie charakterystyczne zjawisko krain wapiennych, zwane *żłobki* (*lapiez* lub *karren*).

Między żłobkami, wytworzonymi przez erozję, powstają dzielące ich wzniesienia, wały, grzbiety; po nich spływa woda i wpoprzek, unosząc cząstki i tworząc żłobki i t. d. Tym sposobem *cała powierzchnia* pokrywa się gęstą siatką wód płynących, które unoszą cząstki i *obnażają* warstwy niżej leżące z ich pokrycia; ten cały proces należy do *denudacji* ¹⁾, a w danym razie (gdym czynnikiem obnażającym jest woda) wyraz denudacja może być zastąpiony wyrazem polskim *splukiwanie* lub *zmywanie*.

Tak więc widzimy, że erozja różni się tem od denudacji, że pierwsza oznacza działanie *linijne*, druga *powierzchniowe*.

W pierwszej zatem fazie swej działalności woda płynąca wywołuje urozmaicenie powierzchni (erozja), ale w rezultacie dąży ona do wyrównania i zniesienia (denudacji) nierówności i zrównałaby cały niemal ład, gdyby nie działanie sił wewnętrznych, gdyby nie dyzlokacje, które, wznosząc góry, wzbudzają nową energję w erozji.

Zresztą nawet w razie nieistnienia dyzlokacji, zrównanie i zniesienie zupełne (do poziomu morza) nie mogłoby nastąpić, albo-

¹⁾ Właściwie denudacja jest to obnażenie—*skutek* zniesienia warstw, czyli *ablacji*; ale zwykle termin denudacji używa się w znaczeniu *procesu*, w znaczeniu *ablacji*, zniesienia i to głównie zniesienia przez wodę, tak iż w rezultacie denudacja używa się zwykle w znaczeniu *splukiwania*.

wiem woda przy znacznem zmniejszeniu się spadku i głębokości nie jest już w stanie unosić cząstek stałych, zrównać do płaszczyzny matematycznej; pozostaje więc jako ostateczny produkt — *prawierównia* (peneplain).

Erozja, jak i denudacja, może też być dokonywana nie przez wody, lecz inne czynniki: lód i wiatr.

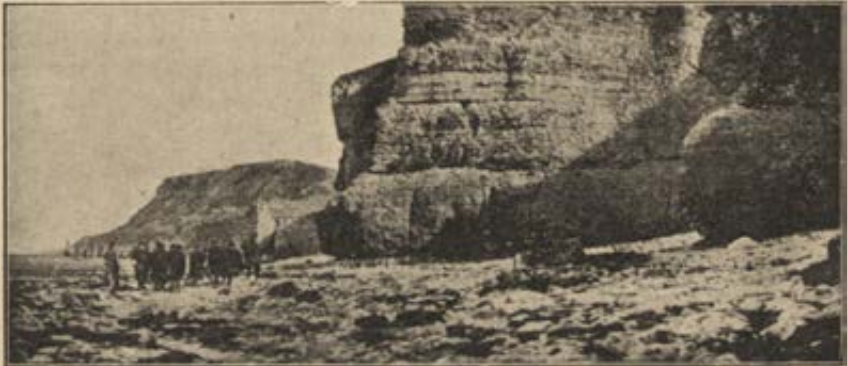
Lód lodowcowy, jakkolwiek twardszy od wody, wywiera daleko słabszą erozję: często ślizga się po powierzchni, nie zapełnia mniejszych zagłębień, lecz prześlizguje się nad niemi; *wyprząta* on raczej materiał rozkruszony wskutek wietrzenia; *szlifuje* i *rysuje* skały materiałem skalnym, wmarzniętym w jego spód; (fig 24) działa przytem bardziej powierzchniowo niż liniarnie. Kwestja, w jakim stopniu lodowcom przypisać należy *silę erozyjną* oraz jak tłómaczyć ją z punktu widzenia fizycznego, stanowi jeden z najmniej jasnych i najbardziej dyskutowanych problemów morfologii. Jedni zwracają uwagę na to, że lodowce nie są w stanie sprzątać małych nawet wzgórz, inni przypisują lodowcom możność żłobienia dolin na setki metrów głębokich. Współczynnikami tej erozji mogą być obok naporu samego lodu, obciążonego ewentualnie wmarzniętymi głazami, procesy wietrzenia i erozja wód podlodowcowych.

W każdym razie erozja glacialna, w ogólnej tendencji tylko podobna do erozji rzecznej, polegająca raczej na odkształcaniu istniejących już dolin niż na stwarzaniu nowych, różni się od erozji rzecznej zasadniczo i stwarza odrębny, *glacialny zespół form morfologicznych*, o którym na innem miejscu obszerniej mowa będzie.

Potężne lodowce dyluwjalne i lądolody wywierały naturalnie daleko większy wpływ. Po stopnieniu lodowca kierunek rysów wskazuje nam kierunek ruchu znikłego lodowca. Skały, oszlifowane od strony, skąd przybywał lodowiec, a chropowate z drugiej, noszą miano *baranich łbów* (*Rundhöcker, roches moutonnées*); oszlifowania te są nieraz tak gładkie, że np. na kwarcytach okolic Jeziora Górnego trudno się utrzymać na nogach. Lodowce te pozostawiły i poza tem tak dużo śladów w upostaciowaniu okolic, ongiś zlodowaconych, że odgadnąć możemy z krajobrazu lodowcowego i zasięg i miąższość i kierunek ruchu owych lodowców.

Wiatr w pustyniach, unosząc piasek, ściera nim skały i tworzy w nich rysy, które różnią się tem od lodowcowych, że znajdują się nie tylko na wystających częściach skał, ale i w zagłębieniach, gdyż wiatr sięgnie wszędzie. Podobnie działanie wiatru niezależnem jest — w przeciwieństwie do lodu i wody — od poziomu i spadku powierzchni. Ścierając głównie dolne części skał

(gdyż grubszego piasku nie może unieść zbyt wysoko), nadaje im kształty cieńsze u dołu niż u góry, t. j. kształt maczugowaty, gruszkowaty; skały takich kształtów spotykamy często w pustyniach. Tak więc obok erozji wodnej i lodowcowej istnieje *erozja wietrzana*, t. zw. korrozja. Korrozja wietrzana posługuje się ziarnami kwarcu (piaskiem) do zaatakowania litej skały; akcję tę ułatwiają drobne wiry powietrza, zupełnie analogiczne do wirów wody płynącej w potokach. Przez zniesienie drobnego materiału z powierzchni pustyni powstaje też *wietrzana denudacja* czyli *deflacja* (zwiewanie). Erozja i deflacja wiatru ograniczone są do obszarów, pozbawionych szaty roślinnej, która (zwłaszcza las i gęsty trawnik) przeciwdziała w wysokim stopniu skutkom morfologicznym wiatru; podobnie i wilgotność gruntu, wiążąc ze sobą cząsteczki zwietrzliny, unicestwia działalność wiatrów.



Velain.

Fig. 50. Niszczenie i podmywanie falez nadbrzeżnych przez kipieli.
(Wimereux, Boulonnais, Francja).

Zniszczenie czyli denudacja skalnego podłoża bywa też wreszcie dokonywana przez *fale morskie*, które, uderzając w brzeg stromy (kipiel), podmywają go tak, iż obrywa on się, zapada w fale (fig. 50); te zaś posuwają dalej swój pochód niszczący, „niby piła pozioma“, zwłaszcza gdy równocześnie ląd obniża się, pozwalając im sięgnąć coraz dalej.

Ta morska denudacja zowie się *podmywaniem*, *abrazją* lub *zestrychowaniem*, albowiem wszelkie nierówności zostają tu ścięte, zestrychowane, niby nierówności zboża, nasypanego kopiasto do miary. Jest ona najsilniejsza tam, gdzie falowanie kipieli popierają *wiatry*, zwłaszcza stałe wiatry, i gdzie woda morska nad wy-

brzeżem obciążona jest materiałem skalnym, służącym do kruszenia wybrzeża. Podobną funkcję pełnią w wysokich szerokościach geograficznych *kry lodu morskiego* lub gór lodowych. Wreszcie i o tem zapominać nie wolno, że słona woda morska większą ma zdolność rozpuszczania niż woda słodka, a więc i *chemicznej erozji* kipieli przeoczyć nie wolno.

Właściwa erozja morska, działanie linearne, jest mało znaczące, tak modelowanie dna, gdyż działanie mechaniczne fal nie sięga zbyt głęboko, jako też modelowanie brzegów, gdyż w miarę wrzynania się fal w ląd działanie ich, wskutek zwiększającego się tarcia o brzegi, słabnie; stąd fale morskie nie mogą wytwarzać ani głębokich, ani głęboko w ląd wkraczających zatok. Tylko prądy i przypływy morskie w cieśninach oraz lejkowatych zatokach (gdzie siła ich się zwiększa) wywierają na dno, zwłaszcza przy wysokich wodostanach, znaczniejszy wpływ erozyjny.

c) *Transport* i *akumulacja*. Przenoszenie i osadzanie materiału zwietrzenia może odbywać się też pod wpływem wody, lodowców i wiatru; bez przenoszenia nie byłoby denudacji. Głównymi środkami transportu są wody płynące, potoki deszczowe i rzeki, które porwany materiał skalny unoszą, rozkruszają dalej, obcierają, zaokrąglają i rozcierają coraz bardziej, tworząc otoczaki, żwir, piasek, muł. W miarę, jak prąd wody maleje, unoszone materiały opadają na dno: z początku otoczaki, potem żwir, dalej piasek, wreszcie muł, ten ostatni zwykle dopiero przy ujściu, gdzie prąd wody rzecznej wstrzymuje się, wsparty na falach morza. Takie *segregowanie* materiału można w miniaturze obserwować w wyschłych łożyskach potoków deszczowych na drogach. Głównymi formami osadów rzecznych są stożki napływowe, równie akumulacyjne, terasy i delty.

Podczas gdy ta *sedymencja mechaniczna* odbywa się jeszcze przeważnie na lądzie lub na wybrzeżu morskiem, to *sedymencja chemiczna*, t. zw. osadzanie materiałów, rozpuszczonych w wodzie rzecznej, ma miejsce z reguły dopiero na otwartem morzu. Tam gromadzą się te sole, które zawarte są w rzekach w ilościach względnie bardzo małych; ale z biegiem czasu powstają z nich na dnie morza olbrzymie pokłady, szczególnie soli i wapieni.

Fale morskie, odrywając materiał skalny od brzegu i osadzając go na dnie w formie hałd przybrzeżnych, też segregują go: im dalej od brzegu, tem materiał drobniejszy. Wyjątkowo tylko większy materiał może być dalej unoszony przez prądy, mianowicie wzmarznięty w góry lodowe lub uwikłany w roślinach pływających,

wreszcie nawet bezpośrednio przez wodę może być unoszony, gdy jest lekki, dziurkowany, jak np. pumeks.

Podobne segregowanie spotykamy też przy przenoszeniu i osadzaniu materiału przez wiatr: wiatr porywa nawet dość wielkie (jak pięść) produkty rozkruszenia, leżące u stóp gór w pustyniach, unosi i gubi po drodze coraz mniejsze; wskutek tego, jak wspomnieliśmy, w pustyniach, w miarę oddalania się od wietrzejących gór, spotykamy osadzony (przez wiatr) coraz drobniejszy materiał: poza pustyniami rumowisk skalnych przebywamy żwirowe, dalej piaszczyste (wydmy); wreszcie na samych skrajach pustyni spotykamy osady pyłu gliniastego, lössu, i kraj przybiera charakter stepowy¹⁾.

Działanie wiatru jest tem donioślejsze, im siła wiatru jest większa, a materiał lżejszy; dlatego wpływ wiatru objawia się najsilniej w pobliżu morza, na szczytach gór, a szczególnie na pustyniach, gdzie równość i nagość gruntu daje wiatrom siłę, a suchość klimatu — materiałowi lekkość i luźność.

W trzecim, bardzo potężnym czynniku przenoszenia i osadzania w lodowcach, — nie spotykamy już segregacji materiału, owszem, zupełnie *chaotyczne pomieszanie materiału wszelkiej wielkości*. Lodowce mianowicie, poruszając się w dolinach między skałami, gromadzą na swych grzbietach rumowisko, spadające z pochyłości gór;

są to *moreny wierzchnie*; lodowiec przenosi je i po stopnieniu lodu osadza wraz z materiałem, zebrany z dna swego, t. j. *morenę denną*, i z wnętrza lodowca, t. j. *morenę śródlodowcową* (ob. fig. 51). W takim osadzie lodowcowym, *morenowym*, spotykamy materiał najrozmaitszej wielkości i gatunku, pomieszany ze sobą.

Wśród materiału morenowego znajdują się właśnie znane nam już głązyerratykcyjne (narzutniaki). Przytem materiał morenowy nie jest zaokrąglony, jak materiał, przenoszony przez wodę, zarówno

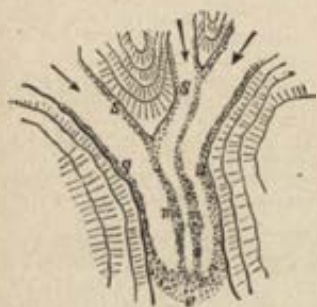


Fig. 51. Lodowiec i moreny.
(s—boczne, m—środkowe,
e — czołowe).

rzecznią jak morską, tylko kanty głązów mogą być, mianowicie w morenie dennej, mniej lub więcej starte, stępione; powierzchnia

¹⁾ Piasek układa się często we wzgórze — *wydmy*, löss zaś dość równie pokrywa obszary. Może dlatego, że piasek jest cięższy, unoszony więc bliżej ziemi, w osadzaniu swem bardziej zależy od przeszkód terenu i słabnięcia wiatru, pył zaś, unoszony wysoko w powietrzu, długo jest tam zawieszony nawet przy spokojnem powietrzu, więc osadza się równomierniej.

głazów bywa, jak wspomnieliśmy, często występują rysy prostolinijne, wytworzone myków, wmarzłych w dolną powierzchnię lodowca. (Krainy morenowe: Bałtyckie Pojezierze, południowa Bawaria, północna Lombardia).

wyszlifowana, a na niej przez tarcie ostrych ka-

d) *Morfogeneza*. Rzeczywisty, obserwowany obecnie *kształt powierzchni* (plastyka, orografia, morfologia) jest *rezultatem wiekowego skombinowanego działania tych wszystkich sił, tak wewnętrznych, jak zewnętrznych*. Gdy siły zewnętrzne w pewnym miejscu działają słabo lub nieoddawna, to powierzchnia jest ukształtowana zgodnie z działaniem sił wewnętrznych: morfologia jest w zgodzie z tektoniką. W przeciwnym zaś razie jest w niezgodzie, i to nieraz do tego stopnia, że tam, gdzie na zasadzie tektoniki powinna być góra, spotykamy dolinę i przeciwnie, rzeczywisty kształt powierzchni jest zupełnym odwróceniem tego, jaki być powinien, sądząc po tektonice.

Schematycznie ilustruje te stosunki fig. 52 A M jest to przekrój rzeczywistej powierzchni. Układ warstw (tektonika) pokazuje, że w N powinien być grzbiet (antyklinalny), sięgający do F, lecz górne części warstw uległy sile zewnętrznej, spłókananiu (części spłókanane oznaczone są kropkami) tak, iż zamiast grzbietu antyklinalnego mamy dolinę antyklinalną. W punkcie zaś K odwrrotnie: zamiast doliny synklinalnej mamy grzbiet synklinalny. Fig. 52 wykazuje więcej jeszcze tego rodzaju kombinacji.

Wszelkie odkształcenie tektoniczne pewnej prapowierzchni lub zmiana zewnętrznych warunków, pod których wpływem ona właśnie się wytworzyła, wystawia raz osiągniętą *powierzchnię równowagi* na ponowne modelowanie przez czyn-

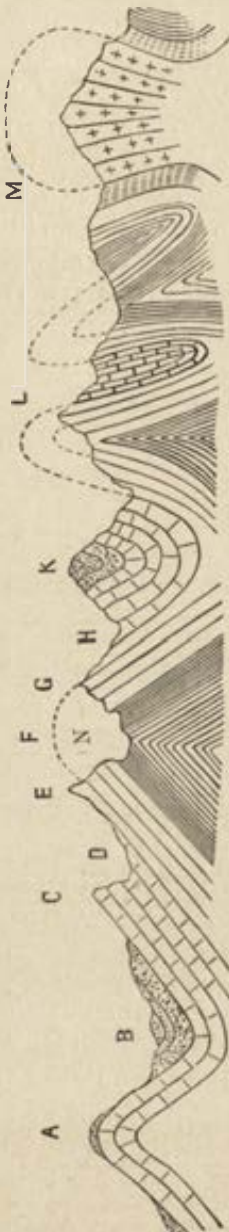


Fig. 52.

A. grzb. antyklinalny. B. dolina synklinalna. C. E. G. grzb. izoklinalne. D. H. dolina izoklinalna. F. L. grzb. antyklinalny. G. grzb. synklinalny. K. grzb. antyklinalny. N. dolina antyklinalna. M. grzb. wachlarzowy. spłókanane.

niki morfologiczne. Nowy ten rozwój krajobrazowy odbywa się, o ile odtąd zewnętrzne warunki nie ulegną zmianie, wedle pewnych prawideł i reguł morfologicznych, podyktowanych klimatem i składem petrograficznym danej okolicy i ukształtowaniem jej w chwili rozpoczęcia tegoż rozwoju. Rozwój ten z żelazną konsekwencją zmierza do wytworzenia *pewnych form ostatecznej równowagi*, po której osiągnięciu procesy morfologiczne nie przeobrażają więcej danej krainy, o ile nie ulegnie ona nowym ruchom górotwórczym lub zmianom klimatu. Cały ten, do pewnego stopnia prawidłowy rozwój krajobrazowy od praformy do formy końcowej, nazwany został przez Davisa *cyklem geograficznym* (lepiej morfologicznym).



De Martonne.

Fig. 53. Prawierównia dzwignięta i odmłodzona.
(Dolina Légüé, St.-Brieuc, Francja).

Każdy ruch górotwórczy lub wahanie klimatu, zmieniając zasadniczo warunki modelowania krajobrazu, powodują przerwę w dotychczasowym cyklu i rozpoczęcie nowego: nazwał to Davis *odmłodnieniem krajobrazu* (fig. 53). Chwilowy rezultat modelowania kilkakrotnie odmłodnionego krajobrazu to *krajobraz wielocykliczny*.

W obrębie każdego cyklu można wedle Davisa doskonale rozróżnić formy początkowe i końcowe, a pomiędzy nimi przejściowe: nazwał je Davis formami młodocianymi i zgrzybiałymi, względnie dojrzałymi.

Nomenklaturze tej zarzucano, że mogłaby wywołać wrażenie, jakoby chodziło o *absolutny wiek* form morfologicznych, podczas

gdy w istocie rozwój form tych bardziej zależy od odporności skał niż od bezwzględnego wieku form. Ta odporność skał zależy znowu od bardzo licznych warunków, zmiennych zresztą w przestrzeni i w czasie, tak iż prawo *korelacji morfologicznej* nie da się wszędzie zastosować. Morfologicznie młodocianym grzbietom mogą odpowiadać morfologicznie dojrzałe, nawet zgrzybiałe doliny i t. d. Stąd powstała dążność zastąpienia terminów czasowych innymi: możnaby mówić n.p. o formach początkowych, rozwiniętych i zamierających. O ile jednak nie zapomina się o poczynionych wyżej zastrzeżeniach, można przyjąć terminologję Davisa.

Z punktu widzenia interpretacji morfogenetycznej niestety ważną rzeczą jest wiedzieć w każdym wypadku: 1) jaką była *struktura* tektoniczna i petrograficzna praformy („*structure*“), 2) jakie czynniki morfologiczne pracowały nad jej odkształceniem („*proces*“) i 3) jak daleko posunęły się one w swojej pracy, w jakim „*stadjum*“ znajduje się modelowanie, przyczem względne różnice wysokości w danym obszarze (*relief*) i gęstość rozłonkowania dolinnego (*texture*) wielką odgrywają rolę.

Stosownie do głównego czynnika morfologicznego, kształtującego daną okolicę, rozróżnić można: *cykl normalny*, odbywający się przy dzisiejszych warunkach klimatycznych prawie na całej lądowej ziemi, przedewszystkiem pod wpływem procesów wietrzenia, oraz denudacji rzecznej (cykl fluwialny), *cykl glacialny* w okolicach zlodowaconych, *cykl pustylny* w obszarach suchych i niezarośniętych, *cykl krasowy* w obszarach o gruncie rozpuszczalnym.

Co do *stadjum* rozwoju morfologicznego w danym cyklu, to zazwyczaj stwierdzanie form młodocianych i form zgrzybiałych nie podlega trudnościom. Inaczej ma się rzecz z dojrzałymi formami; przechodzą one jedno w drugie tak niespostrzeżenie, że tego rodzaju określenia, jak „ledwie dojrzałe, w pełni dojrzałe, przejrzałe“, pozostawiają szerokie pole dla subiektywnych ocen.

Młodociane formy w cyklu normalnym charakteryzują: znaczne przestrzenie praform ledwie tkniętych, zgodność struktury z powierzchnią, przewaga erozji wgłębnej nad boczną, znaczne i nierównane spadki, sieć rzeczna rzadka, niewyrobita.

W stadjum dojrzałym prapowierzchnia jest całkowicie nadsięta przez erozję, sieć wodna gęsta i dobrze rozwinięta, jako też dostosowana do odporności skał, stanowiących podglebie, spadki łagodne i wyrównane, obok erozji wgłębnej występuje erozja boczna i denudacja stoków (ześlizgiwanie się zwietrzliny) jako czynniki równoważne, doliny szerokodenne, grzbiety zaokrąglone,

łagodne wzniesienia odpowiadają niekoniecznie okolicom najbardziej wyniesionym przez ruchy górotwórcze, ile raczej materiałom bardziej odpornym.

Zgrzybiałym formom odpowiadają, małe różnice względnej wysokości wzniesień, słabe wszędzie spadki i nachylenia, tak znaczne obniżenie wzniesień tektonicznych i petrograficznych, iż zacierają się zarówno wpływ struktury, jak i odporności skał (*prawierównia*).

Analogiczną charakterystykę można podać też dla innych rodzajów cyklu morfologicznego. Czasami tworzą się formy różnych procesów *równocześnie obok siebie*, np. fluwjalnych i glacialnych, fluwjalnych i krasowych, fluwjalnych i eolicznych; w innych znów razach powstają one jedne po drugich w *kilkakrotnych cyklach*, spowodowanych zmianami klimatycznymi lub tektonicznymi. Nic więc dziwnego, że analiza krajobrazu, składającego się z licznych różnowiekowych i różno jakościowych form, stawia morfologa przed trudniami nieraz zadaniami. *Oblicze ziemi* podobnym jest do *skomplikowanego kryształu*; morfolog odszukać musi, jak krystalograf, płaszczyzny przynależne ku sobie i stanowiące *jeden system*, wyznaczycie ich *wiek* i *prawidła powstania*.

Dla dokładnego zrozumienia obecnych form powierzchni ziemi, nie dość więc jest poznać materiały i siły, na nie działające; trzeba jeszcze zobaczyć, jak siły te działały, jakie wywołały zjawiska w *różnych czasach, przez cały ciąg swego wiekowego działania*, bo forma dzisiejsza jest rezultatem zmian, odbywających się przez całe wieki. Ażeby mózgi poznać takie działanie w różnych czasach, trzeba umieć oznaczyć względny *wiek skał*, który prowadzi do pojęcia *formacji*.

C) HISTORJA ZIEMI (stratygrafia.)

a) *Okresy rozwoju ziemi*. Skały osadowe, z wyjątkiem najstarszych (gnejsów i łupków mikowych), zawierają w sobie *skamieniałe szczątki organizmów, skamieniałości* (szkielety, muszle, pnie drzew, napojone masą kamienną, odciski liści i t. p.) tworów żyjących dawniej, wtedy mianowicie, gdy osadzały się te warstwy, w których dane skamieniałości się znajdują. Ze skamieniałości lub skamielin tych przekonywamy się, że dawniej żyły na ziemi inne

rośliny i zwierzęta niż dzisiaj; im dawniejsze, tem bardziej różne od dziś żyjących: im bliższe naszego czasu, tem podobniejsze do obecnych, tem doskonalsze.

Wiele tworów napotyka się tylko w pewnej warstwie lub w pewnej grupie warstw, a w żadnej innej („skamieniałości przewodnie“) tak, iż za ich pomocą można napewno oznaczyć względny czas osadzenia się pewnej warstwy, t. j. poznać, czy ona jest starszą, czy młodszą od innej. Jest to rzecz bardzo ważna, gdyż samo położenie warstw przy znacznych dyzlokacjach, gdzie nieraz warstwa starsza leży nad młodszą, nie może nas o wieku pouczyć; gatunek skał także niewiele poucza o ich wieku, gdyż jedna i ta sama skała, np. wapień, została osadzona w najrozmaitszych czasach.



Fig. 54. Trylobit.



Fig. 55. Amonit.

Według skamieniałości dzielimy cały czas rozwoju ziemi od utworzenia się skorupy twardej na *epoki*, a te na *okresy* czyli *perjody*. Tym podziałom czasu odpowiadają pewne grupy warstw, w czasie odpowiednich epok i okresów osadzone, czyli tak zwane *formacje*.

Pojedyncze formacje mianowicie odpowiadają okresom, a grupy formacji — epokom.

Odróżniamy następujące epoki, okresy, grupy i formacje od najstarszych do najmłodszych.

Epoka najstarsza, archaiczna jest to czas osadzenia się gnejsów i łupków mikowych; skamieniałości nie spotykamy tu żadnych, stąd epokę tę nazwano też *azoiczną*, t. j. bezżyciową, jakkolwiek z braku skamieniałości nie można twierdzić napewno o braku wszelkiego życia, tembardziej że wśród, łupków napotykają się pokłady gra-

fitu, który jest węglem o wysokim stopniu zwęglenia i powstał, być może, z roślin morskich.

Epoka paleozoiczna albo *pierwszorzędowa*, w której zaczynają się już ukazywać ślady życia, z początku tylko morskiego (np. trylobity, rodzaj raków, fig. 54) a następnie i lądowego; tak np. w jednym z okresów tej epoki, *węglowym*, rosły na bagnach wielkie lasy, z których utworzył się węgiel kamienny (ob. str. 40 i 41). Nie wszędzie jednak, gdzie jest formacja węglowa, tam można znaleźć pokłady węgla kamiennego, albowiem tylko na lądach węglowego okresu tworzył się węgiel, równocześnie zaś w morzach osadzał się wapień. Takie różne osady tej samej formacji stanowią rodzaj prowincjonalizmów; oznaczamy je mianem *facjes*, w danym razie facjes lądowy (węgiel) i facjes morski (wapień).



Fig. 56. Numulity w skale.

w morzach zaś—amonity (fig 55), muszle nieraz tak wielkie, jak koła od wozu, a przypominające kształtem dzisiejsze zatoczki (Planorbis).

Stąd wielki rozwój wapieni (szczególniej w okresie *jurajskim*).

W epoce neozoicznej albo *trzeciorzędowej* życie roślinne i zwierzęce zaczyna już przybierać dzisiejszy charakter: występują wielkie zwierzęta ssące, oraz bujna roślinność, podobna do dzisiejszej zwrotnikowej; w morzach numulity, tworzące wielkie pokłady wapienia (fig. 56).

W epoce antropozoicznej albo *czwartorzędowej* wreszcie pojawiają się dzisiejsze rośliny i zwierzęta; a głównie pojawia się na arenie wzajemnego działania na siebie sił czynnik nowy — *człowiek*, który działalnością swoją wpływa na wygląd powierzchni ziemi.

Dawniej sądzono (*Cuvier, Buch*), że zmiany powyższe, przejścia od jednych epok i okresów do drugich, odbywały się przez nagłe przewroty, które niszczyły wszelkie twory, by przygotować miejsce dla nowych (*teorja katastrof albo rewolucji*). Następnie przekonano się (*Darwin, Lyell*), że zmiany te odbywały się powolnie przy pośrednictwie tych samych czynników, jakie działają i obecnie, wielkość zaś zmian tłumaczy się bardzo wielkimi okresami czasu (*teorja rozwoju albo ewolucji*).

Dla ułatwienia przeglądu oraz dla uzupełnienia powyższego, podajemy niżej tablicę podziałów na epoki (grupy) i okresy (formacje).

- I *Epoka* (grupa) archaiczna
- II *Epoka* (grupa) paleozoiczna (pierwszorzędowa)
 - 1) *Okres* (formacja) kambryjski (a)
 - 2) " " sylurski (a)
 - 3) " " dewoński (a)
 - 4) " " węglowy (a)
 - 5) " " permski (a) lub diasowy (a)
- III *Epoka* (grupa) mesozoiczna (drugorzędowa)
 - 1) *Okres* (formacja) triasowy (a)
 - 2) " " jurajski (a)
 - 3) " " kredowy (a)
- IV *Epoka* neozoiczna lub kenozoiczna (trzeciorzędowa)
 - 1) *Okres* (formacja) eoceński (a)
 - 2) " " oligoceński (a)
 - 3) " " mioceński (a)
 - 4) " " plioceński (a)
- V *Epoka* antropozoiczna (czwartorzędowa)
 - 1) *Okres* (formacja) dyluwjalny (a)
 - 2) " " aluwjalny (a)

Podczas osadzania się powyższych skał osadowych wylewały się też i zastygały skały wybuchowe: w najdawniejszych formacjach — granity i porfiry, w najnowszych — trachity, bazalty i dzisiejsze lawy. Zresztą dwie te grupy, różniące się między sobą stopniem wykształcenia kryształów, zależą nie tyle od czasu wylewu, ile od warunków oziębiania: masy, które oziębiały się powoli, a więc głównie pod ziemią (*skały plutoniczne*), są przeważnie ziarniste (lub porfiryiczne); masy, które oziębiały się szybko, a więc na ziemi (*skały wulkaniczne*) są przeważnie zbite, nawet szkliste. Ze w starych formacjach spotykamy przeważnie skały podziemne (plutoniczne), to wynikać może stąd, że skały naziemne (wulkaniczne) owych dawnych periodów, ulegając długi czas siłom zewnętrznym, zostały spłókane.

Czas wylania się skały wybuchowej można poznać po tem, do jakich formacji należą te skały osadowe, które *przez zetknięcie* zostały *zmetamorfizowane*: skała musiała się wylać po osadzeniu zmetamorfizowanych pokładów, a przed osadzeniem tych, co nie uległy zmianie. Znanstwo formacji pozwala nam też oznaczyć czas zdyzlokowania pewnych warstw: dyzlokacja musiała się odbyć po osadzeniu warstwy zdyzlokowanej, a przed osadzeniem najstarszej przypierającej doń (niezgodnej) warstwy poziomej (por. str. 49 i 53).

Nie trzeba sobie wyobrażać, że wszystkie wyżej wymienione formacje osadowe (warstwy) występują w każdym miejscu na ziemi i to w doskonałym porządku: u góry aluwjalna, a dalej w głąb, coraz niżej, coraz starsze.

Że często nie występują w takim porządku, to już łatwo nam zrozumieć z tego, cośmy mówili o dyzlokacjach, które mogą warstwy przewrócić (por. str. 52).

Co zaś do tego, że nie wszędzie występują wszystkie formacje, to wynika stąd, że dana formacja może występować zwykle tylko tam, gdzie w odpowiednim okresie było morze, z którego formacja ta się osadziła (i to tylko wtedy, gdy nie uległa później denudacji); wprawdzie i na lądzie powstają osady (wód słodkich, wietrzane i t. d.), ale są one zwykle mało znaczące w porównaniu z morskimi (z niewielu wyjątkami, jak osady węglowe i lodowcowe) albowiem ląd jest przeważnie obszarem zniszczenia, zburzenia skał (denudacja), które woda płynąca unosi do morza. I obecnie, w perjodzie aluwjalnym, osady, jakie się tworzą na lądzie (deltę, wydmy, torfowiska i t. p.), są nieznaczne; główne osady aluwjalne tworzą się w ukryciu przed naszymi oczyma na dnie dzisiejszych mórz.

Niszczanie warstw przez denudację utrudnia nam też niezmiernie odtworzenie sobie na ich podstawie obrazu rozkładu lądów i wód na ziemi w dawnych epokach geologicznych; jeżeli bowiem spotykamy w danym miejscu osad morski, to możemy twierdzić napewno, że w odpowiednim okresie było tam morze; ale jeżeli warstwy takiej nie spotykamy, to stąd jeszcze nie można wiedzieć napewno, że i morza tam nie było; gdyż warstwa, przezeń osadzona, mogła następnie uleść denudacji, zresztą mogło się zdarzyć, iż morze nie pozostawiło całkiem osadów. Wtedy tylko brak formacji wskazuje na istnienie lądu, gdy występuje na bardzo znacznym obszarze, a zwłaszcza, gdy dokoła tego obszaru są ślady brzegowe, np. pas zlepieńców. Znaczną pomoc jednak przy poszukiwaniach tego rodzaju oddać mogą szczegółowe badania facjesów i ich zmian terytorjalnych.

Otworzenie więc sobie dawnego rozkładu lądów i mórz (*paleogeografia*) na podstawie istniejących pokładów jest równie trudne, „jak odtworzenie dawnej książki, z której wiele kartek zaginęło“, Przytem wiele „kartek“ jest niemożliwych do „odczytania“, albowiem znaczne obszary ziemi są obecnie zalane morzem.

Mimo wszelkich trudności można sobie jednak już dziś wyrobić, z grubsza przynajmniej, obraz dawnego rozmieszczenia lądów i mórz, głównych faz wybuchów wulkanicznych, ruchów górotwórczych

i tworzenie się lądolodów. I tak wiadomo, że w *epoce paleozoicznej* cztery były główne ośrodki kontynentalne, północna Kanada (kontynent Algonkin), Europa (kon. Skandynawski) i Syberja (k. Angara), wreszcie na południu Indje połączone z południową Afryką i Australją, może też z południową Ameryką (kon. Gondwana). Okresy silnych ruchów górotwórczych przypadają na wczesne kambrium (systemat huroński), końcowy sylur (s. kaledoński) i karbon (s. hercyński). Zarówno w okresie hurońskim, jak hercyńskim, odkryto ślady intensywnego zlodowacenia ówczesnych lądów. Wybuchy wulkaniczne towarzyszyły zwłaszcza tworzeniu się gór hurońskich.

Okres mezozoiczny był czasem mniej gwałtownych zająć. Ośrodki kontynentalne północne zlewają się wprzód w dwa olbrzymie lądy: chińsko-sybirski i północno-atlantycki, rozdzielone od siebie geosynkliną uralską. Kontynent Gondwana rozpada się na ziemię afryko-brazylską i australo-indo-madagaskarską. Lądy północnej i południowej półkuli dzieli olbrzymie morze śródziemne, geosynklina, zwana przez Suessa Thetys, rozciągająca się od Antyl przez Europę południową, Persję, Indje i obszar sundajski po Nową Zelandję. Cała epoka drugorzędowa jest epoką słabych ruchów górotwórczych i nielicznych wybuchów wulkanicznych, odznacza się natomiast licznymi wylewami (transgresjami) mórz geosynklinalnych, powodujących coraz większe rozkawałkowanie i rozdrobnienie kontynentów mezozoicznych.

Ważniejsza od innych dla dzisiejszego upostaciowania powierzchni ziemi jest *epoka trzeciorzędowa*: w niej wskutek rozległych, intensywnych, w kilku porach po sobie postępujących ruchów górotwórczych utworzyły się wszystkie łańcuchy górskie systemu alpejskiego od Pireneów po grzbiety sundajskie. Równocześnie z tem uległy sąsiednie obszary lądu europejskiego, afrykańskiego i azjatyckiego licznym pozytywnym i negatywnym ruchom epeirogenetycznym, zmianom poziomu, które głównie przypadają na okres plioceński. Wtenczas powstały największe rowy tektoniczne: śródziemnomorski i wschodnio-afrykański. I jednym i drugim procesom towarzyszyły skomplikowane wybuchy wulkaniczne. Wówczas też utworzyły się w dzisiejszych mniej więcej zarysach oceany atlantycki i indyjski, Brazylja oderwała się od Afryki, Indje od Australji, a tylko pomost nieszeroki łączył jeszcze przez jakiś czas Grenlandję z północno-zachodnią Europą.

W pierwszych okresach *czwartorzędowej epoki*, w dyluwjum, z niewyjaśnionych jeszcze bliżej przyczyn uległa temperatura obni-

zeniu, a równocześnie wilgotność powietrza oraz intensywność opadów się wzmogła, skutkiem tego utworzyły się rozległe łądolody, które z licznych centrów, głównie z Alazki, Hudsonu, Labradoru i Grenlandji w Ameryce, z Szkocji i Skandynawji w Europie oraz ze wschodniej Syberji w Azji rozeszły się daleko, skandynawski np. aż do stóp Sudetów i Karpat. Nic dziwnego, że równocześnie wszystkie wyższe górotwory świata uległy intensywniejszemu zlodowaceniowi (epoka lodowa), a niżej odznaczały się obfitością opadów i wód (epoka pluwjalna). Wtenczas np. powstały, przynajmniej po części, te liczne doliny rzeczne pochodzenia (wadi), które spotykamy w dziś suchych pustyniach. Ruchy epeirogenetyczne i wybuchy wulkaniczne zresztą nie ustały w epoce dyluwjalnej całkowicie i dają się we znaki też ostatniemu okresowi historii ziemi, w którym sami żyjemy, t. j. *okresowi aluwjalnemu*, tylko że mierzone okresami historycznymi jedynie wyjątkowo są dostrzegalne. Okres aluwjalny, którego początek się liczy od złagodnienia klimatu epoki lodowej i ustąpienia lodów to, geohistorycznie mówiąc, terażniejszość, skromna w porównaniu do efektów epok przeszłych, skomplikowana jednak, gdy ją mierzymy wpływem zjawisk przyrodzonych na życie ludzkie.

Po tym krótkim *przeglądzie dziejów ziemi* przechodzimy do *rozpatrywania jej stosunków obecnych*, mianowicie łądów, wód, atmosfery i organizmów. Przytem dla lepszego zrozumienia stosunków obecnych będziemy często powracać w ich przeszłość, badać *zmiany*, jakim stosunki te ulegały z biegiem czasu.

II

Część szczegółowa

(STOSOWANA).

A) LĄD (litosfera).

1) Rozkład i ukształtowanie poziome lądu.

Powierzchnia ziemi składa się, jak wiadomo, z lądu i wody. Przypatrzwszy się globusowi, łatwo dostrzeżemy, że ląd zajmuje mniejszą (29%) część powierzchni kuli ziemskiej: na półkuli wschodniej jest go więcej niż na zachodniej, na północnej—więcej niż na południowej tak, iż prawie cały ląd jest zgromadzony na półkuli północno-wschodniej (*półkula lądowa, kontynentalna*), woda zaś na południowo-zachodniej (*półkula wodna, oceaniczna*). Obie te półkule można rozdzielić kołem, leżącym ukośnie względem równika i przecinającym go w dwóch punktach: na zachód Ameryki Południowej i na zachód Sumatry. We środku półkuli lądowej (nieco na północ) leży W. Brytanja; we środku wodnej—Nowa Zelandja, które tym sposobem leżą na końcach jednej średnicy, t. j. antypodycznie.

Ale nawet na półkuli lądowej ląd ustępuje nieco wodzie; dopiero od 45° szerokości północnej ląd zaczyna mieć przewagę i utrzymuje ją do 72° szerokości; na kole biegunowym dosięga maximum przewagi (77%). Pod 72° lądy kończą się prawie nagle, otaczając pierścieniem ocean arktyczny, najbardziej „śródziemny“ z oceanów; tu można obejść całą ziemię dokoła, napotykając tylko dwie niewielkie przerwy.

Od tego północnego *pierścienia lądowego* rozbiegają się ku południowi dwa, a następnie trzy lądy, wkraczające w niezmierny obszar wodny „nakształt ramion polipa“, które kończą się kolejno pod 35° (Afryka), 49° (Australja), 56° (Ameryka). Dalej ku południowi oceany zlewają się w nieprzerwany *pierścień wodny*, w jeden ocean okołoziemny tak, iż tutaj można całą ziemię opłynąć dokoła, nie napotykając nigdzie lądu.

1. Łądy stałe.

Oprócz przypuszczalnego *lądu antarktycznego*, oblegającego zapewne biegun południowy (albowiem ściana lodowa, tamująca drogę do tego bieguna, zdaje się być pochodzenia lodowcowego, a więc lądowego), widzimy na ziemi dwa wielkie łądy albo kontynenty—większy, *ład wschodni (Stary Świat)*, na wschód południka Ferro, i mniejszy, *ład zachodni (Nowy Świat)*, na zachód tego południka, rozdzielone wdarciem się oceanów (Atlantyckiego i Wielkiego).

Pierwszy z tych łądów ma głównie rozciągłość równoleżnikową, drugi południkową; każdy z nich, wskutek wdarcia się pomniejszych części oceanu czyli mórz, został podzielony na części, zwane *częściami świata*, a mianowicie ład wschodni na: *Azję, Europę, Afrykę i Australję* (z wysp drobnych, rozsianych na wschód tej ostatniej, tworzą prócz tego oddzielną *wyspową część świata—Polinezję*); ład zachodni, zwany inaczej *Ameryką*, można uważać jako złożony z dwóch części świata: *Ameryki Północnej i Ameryki Południowej*, które zrosły się w jedną całość stosunkowo niedawno (w pojęciu geologicznym).

Tak więc mamy razem 6 lądowych części świata;¹⁾ trzy północne i trzy południowe, rozdzielone poprzecznie pasem mórz śródziemnych (amerykańskie, romańskie z Czarnem i Czerwonem, wreszcie austral-azjatyckie, fig. 57).

Części północne swemi szerokimi północnymi podstawami prawie się zrastają, otaczając ocean Arktyczny, najśrodkowniejszy z oceanów. Części południowe wybiegają nieco ku wschodowi względem północnych i kończą się na południu klinowato: najostrzej Ameryka, najtępiej Australja (ta jednak posiada ostrzejsze przedłużenie w wyspie Tasmanji, która niezbyt dawno łączyła się z łądem); Afryka zajmuje pod tym względem miejsce pośrednie.

Każda z południowych części świata posiada na zachodzie wielką zatokę (Gwinejską, Australską, wygięcie zatokowate na zachodnim wybrzeżu Peru).

Takie ułożenie łądów trzema pasami i zwężanie się ich klinowe niektórzy (*Green* i in.) tłómaczą tem, że ziemia przy stygnięciu i tworzeniu się pierwotnej skorupy przyjęła kształt piramidy trójkątnej tetraedru, zwróconej podstawą ku biegunowi północnemu

¹⁾ W nowszych czasach łączy się chętnie Azję i Europę, stanowiące morfologiczną całość w Eurazję, uważa natomiast Antarktydę, nie całkiem zresztą jeszcze odkrytą, za osobną część świata.

(ocean Arktyczny), a wierzchołkiem opartej na biegunie południowym (ląd Antarktyczny). Oddzielenie się zaś lądów północnych od południowych, oraz bardziej wschodnie położenie tych ostatnich, objaśniają pęknięciem poprzecznym skorupy (pas mórz śródziemnych ze zjawiskami wulkanicznymi: równik tektoniczny, fig. 57) i następnie skręceniem części południowych na wschód, wskutek większej szybkości nabytej przy wirowaniu ziemi (jednak Afryka północna nie uległa przesunięciu; może wskutek oparcia o Arabję?)



Fig. 57. Lądy i ich poprzeczna przerwa („równik tektoniczny“).

Co do obczaru, to części świata układają się w następujący szereg:

Części świata	obszar w miljon. km. kw. bez wysp z wyspami		Części świata	obszar w miljon. km. kw. bez wysp z wyspami	
Azja	41,5	44,2	Ameryka Pd.	17,6	17,7
Afryka	29,2	29,8	Europa	9,3	10,0
Ameryka Pn.	20,1	24,2	Australja	7,6	9,0
			Antarktyda	—	14,0(?)

Cały ląd wraz ze wszystkimi wyspami zajmuje, według Supana, 149 milionów km² czyli 29⁰/₁₀₀; woda — 361 milion. km² czyli 71⁰/₁₀₀. Stosunek zatem lądu do wody wynosi 1:2,4. Zresztą w tem zawiera się obszar, niedobrze jeszcze poznany pod biegunem południowym, wynoszący 14 milion. km² (półtora raza więcej niż Europa) czyli blisko 2,7 ⁰/₁₀₀ powierzchni ziemi.

Rozgąteżeniami albo rozczłonkowaniami lądu są półwyspy i wyspy.

2. Półwyspy.

Łąd może wkraczać w morze i zwężać się niepostrzeżenie, tworząc *klin*, np. Patagonja, Bretanja, Somal; lub też, wkraczając, tworzy wyraźne zwężenie, „szyję“, które nam wskazuje mniej więcej wyraźnie, gdzie kończy się właściwy łąd (*pień łądowy, kadłub*) a zaczyna *półwysep*.

Stosownie do tego, czy wygięcia są słabe, czy silne — półwysep łączy się z łądem albo podstawą szeroką (np. Hindostan, półwysep Indochiński, Bałkański, Europa względem Azji); albo też wązkim pasem (*międzymorze, przesmyk*), np. Krym przesmykiem Perekopskim, Peloponez Koryneckim, Afryka (względem Azji) przesmykiem Sueskim, Ameryka Pd. (względem Północnej) przesmykiem Panamskim. Takie przesmyki bywają często przekopywane kanałami, aby okrętom skrócić drogę dokoła długiego półwyspu, np. kanał Sueski, Panamski, Korynecki, Północno-Niemiecki (między morzem Północnym i Bałtyckim).

Ze względu na *powstanie* — półwyspy dzielą się na *odrostkowe* i *przyrostkowe*.

Pierwsze zostały wydzielone, odosobnione od głównej masy łądowej, przez zmianę poziomu łądu lub morza; miejsca niższe zostały częściowo zalane, a dzieląca je kraina wyższa utworzyła półwysep. Prócz tego działanie fal morskich, burząc mniej odporne części wybrzeża, a pozostawiając leżące między nimi części twardsze, mogło też przyczynić się do utworzenia półwyspów.

Drugie powstały z wysp, leżących w pobliżu łądu: ustąpienie morza, podniesienie dna cieśniny, lub jej zamulenie, zlepilo niejako wyspę z łądem, utworzyło półwysep.

Zwykle półwyspy pierwszego rodzaju zrastają się z łądem za pomocą szerokiej podstawy; drugie za pomocą przesmyków, choć zresztą są i wyjątki; np. Hindostan, mimo szerokiej podstawy, jest półwyspem przyrostkowym: wyżynowa wyspa Dekanu zrosła się z łądem przez wypełnienie dawnej cieśniny morskiej osadami rzek, spływających z Himalajów (nizina Gangesu).

Półwyspy odrostkowe są zwykle pod względem całej przyrody i budowy gruntu podobne do sąsiedniego łądu, którego dalszy ciąg stanowią. Tak np. półwysep Bałkański pod względem swej budowy jest w zachodniej części przedłużeniem Alp (Krasu), we wschodniej — Karpat. Półwyspy przyrostkowe różnią się zwykle od sąsiedniego łądu, szczególnie, gdy zrośnięcie nastąpiło niedawno; tak np. półwysep Pirenejski pod względem swej budowy i przyrody jest różny od reszty Europy. Półwysep Gargano („ostroga włos-

kiego buta“, nie tylko pod względem swego systemu górskiego jest zupełnie odosobniony od Apeninów, ale jego fauna ślimacza jest różna od apenińskiej: ślimaki bowiem rozchodzą się bardzo powoli i nie zdążyły jeszcze pomieszać się z formami obszaru Apenińskiego.

3. Wyspy.

Pod względem *położenia* — można wyspy podzielić na *nadbrzeżne*, blisko lądu leżące, i *oceaniczne*, leżące pośród oceanu. Ich wielkość jest naturalnie rozmaita: od samotnej skały, sterczącej śród morza i służącej jedynie za odpoczynek dla ptaków morskich, dochodzimy w nieprzerwanym, rosnącym szeregu przez Borneo do Nowej Gwinei, mającej 0,8 miliona km²; dalej następuje znaczna przerwa w szeregu, po której dochodzimy wprost do Grenlandji, mającej już 2,2 miliony km². Mimo jednak taki przeskok, różnica między tą największą wyspą a najmniejszym lądem, Australją, (7,6 milionów km²) jest jeszcze tak wielka, że w praktyce nie może być wąpliwości, co nazywać lądem, a co wyspą.

Wyspy rozmaicie się *grupują*: pojedynczo występują rzadko (np. św. Heleny), zwykle występują *gromadnie*: albo jedna wielka wyspa znajduje się w towarzystwie drobnych, np. Madagaskar; albo występują parami np. Korsyka z Sardynją, dwie części Nowej Ziemi, Nowej Zelandji; albo tworzą *grupę wysp*, t. j. śród kilku wysp, blisko siebie leżących, jedna przeważa znacznie nad innymi, np. grupa Małty, W. Brytanji, Szpicbergu; albo tworzą *łańcuch wysp*, zwykle wygięty łukowato, „niby sznur pereł“, np. liczne wyspy wschodnich wybrzeży Azji. Bezładne napozór nagromadzenie wysp rozmaitej wielkości zowie się *archipelagiem*, np. Malajski (Wschodnio-Indyjski), Arktyczny, Grecki i t. d.

Pod względem *powstania* — wyspy dzielą się na *kontynentalne* (*lądowe*) i *pierwotne*.

a) *Wyspy kontynentalne* zostały oderwane od lądu przez zmianę poziomu lądu lub morza, albo przez erozję fal morskich. I tak np. Eubea, Kreta i wogóle wyspy archipelagu Greckiego oderwały się przez zapadnięcie lądu, łączącego niegdyś półwysep Bałkański z półwyspem Azji Mniejszej. Wielka Brytanja oderwała się zapewne wskutek erozyjnego działania fal w kanale La Manche, albowiem po obu stronach cieśniny Calais występują te same warstwy nienaruszone, a przypływy są tu wysokie, stąd działanie fal silne; w drugim miejscu z wysokimi przypływami, w Nowej Szkocji, fale znacznie zwężyły przesmyk łączący, półwysep z lądem; zacho-

dzi tu w naszych niejako oczach proces tworzenia się wyspy: gdy fale przetną przesmyk, półwysep stanie się wyspą.

Do wysp kontynentalnych należą wyspy na Bałtyku (Dagö, Ozylja, Rugja), wogóle wszystkie prawie wyspy Europy, Azji południowo-wschodniej; Cejlon, Madagaskar, Tasmanja; wyspy, ciągnące się równolegle z wybrzeżem Australji od Nowej Gwinei do Nowej Zelandji i t. d.

b) *Wyspy pierwotne*, t. j. takie, które nigdy nie były lądem, lecz wynurzyły się z dna morskiego, dadzą się ze względu na czynnik, który wywołał wynurzenie, podzielić na *wulkaniczne* i *korallowe*.

aa. *Wyspy wulkaniczne* powstały w ten sposób, że na dnie morza ognisto-płynna masa wydobywała się z wnętrza ziemi wraz z popiołami i żużłami i tym sposobem podwyższała dno, aż nako-

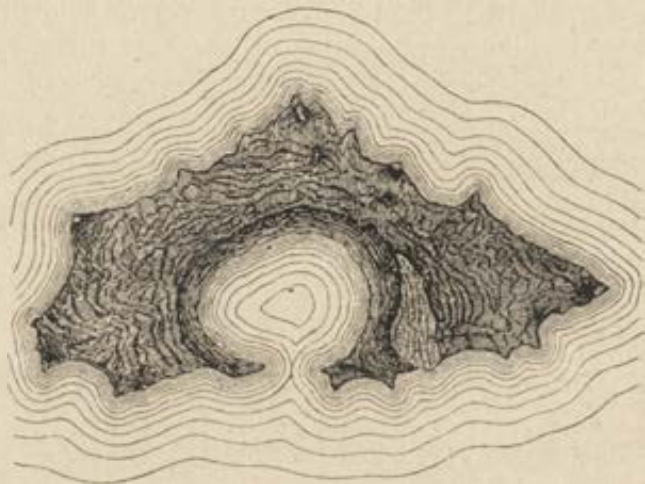


Fig. 58. Wyspa św. Pawła (plan).

niec wynurzyło się ono z wody. Ponieważ wybuchy takie i po wynurzeniu się wyspy odbywały się zwykle dalej, więc wyspy wulkaniczne są zwykle wysokie i mają kształt mniej więcej stożkowy. Przykładem wysp wulkanicznych są w Europie wyspy Liparyjskie, wyspy w bramie Tunisko-sycylijskiej (Pantellaria) w Afryce św. Helena, Ascension.

Często fale morskie burzą taką wyspę, dostają się do krateru, tworzą tam zatokę i nadają wyspie kształt sierpowaty (w rzucie poziomym), np. wyspie św. Pawła (fig. 58 i 59).

Trzeba zwrócić uwagę, że nie każda wyspa, posiadająca wulkany, należy, według powyższego podziału, do kategorii wulkanicznych, lecz tylko taka, która *powstanie swe zawdzięcza działalności*

wulkanicznej; tak np. Nipon, Jawa i inne wyspy posiadają wiele wulkanów, nie należą jednak do wulkanicznych, lecz do kontynentalnych, gdyż swój charakter wyspowy otrzymały wskutek oderwania od lądu.

bb. *Wyspy koralowe* zostały zbudowane przez małe, morskie zwierzątka, zwane koralami, żyjące towarzysko w morzach ciepłych, a więc przeważnie zwrotnikowych (przy temperaturze stale pozostającej powyżej 20°) i w nieznaczej głębokości (30—60 m, najwyżej do 100 m.) Zwierzątka te osiedlają się na mieliznach zwykle u wybrzeża lądu lub wyspy; umierając, pozostawiają ze swych szkieletów wał wapienny; na tym wale wzrasta nowe pokolenie, które znów wymiera



Fig. 59. Wyspa św. Pawła (widok).

i szkieletami swymi podwyższa wał i t. d. Tym sposobem wał dosięga z czasem powierzchni morza; wtedy fale narzucają nań okruchy koralu oraz muł z roztarcia koralowego wapienia; wał wznosi się nieco nad powierzchnię wody i pokrywa się roślinnością; wyspa jest gotowa i może się stać siedzibą człowieka.

Jeżeli wyspa koralowa ciągnie się jako wał wzdłuż wybrzeża jakiejś wyspy lub lądu, to zwie się *rafą*; przytem, w razie gdy kanał, dzielący ją od lądu, jest wązki i płytki, wyspa zowie się *rafą przybrzeżną*, gdy zaś jest szeroki i głęboki — *rafą tamową*. Tak np. wielka rafa tamowa ciągnie się wzdłuż północnej części wschodniego wybrzeża Australji (dalej na południe jest za zimno dla koralu), chroniąc je od falowania oceanu.

Rafy takie posiadają tu i owdzie przerwy, przez które okręty mogą wpływać do kanału: przerwy te leżą zwykle tam, gdzie mierzalna podwodna ma spadek bardzo stromy, na którym nie mogły się osiedlić korale, lub naprzeciwno ująć rzek sąsiedniego ładu, gdyż korale nie mogą żyć w wodzie słodkiej.

Jeżeli zaś wyspa koralowa leży samodzielnie wśród morza, to ma zwykle kształt pierścienia i zowie się *atolem*; atol zawiera we środku zatokę, zwaną *laguną*. W atolu znajdują się też przerwy, pozwalające okrętom wpływać na lagunę, która stanowi dla nich bezpieczne schronienie, albowiem posiada wodę spokojną, zasłoniętą wałem atola od falowania morskiego. Wiele wysp Polinezji, od Karolińskich aż do Paumotu, są atolami; toż samo Maledywy i Lakedywy na oceanie Indyjskim.

Wyspy koralowe, zgodnie z naturą koralu, znajdują się tylko w morzach zwrotnikowych (szczególniej w Polinezji, a jedynie wyjątkowo wzdłuż prądów ciepłych sięgają poza zwrotniki: najdalej wzdłuż prądu Zatokowego do 32° szerokości (wyspy Bermudzkie).¹⁾

Trzy różne formy wysp koralowych, rafa przybrzeżna, tamowa i atol, znajdują się, według hipotezy *Darwina*, w genetycznym związku: naprzód powstaje rafa przybrzeżna, z tej przez obniżenie ładu (lub podniesienie morza) powstaje rafa tamowa, albowiem w miarę zalewu morza kanał się rozszerza i pogłębia, a korale budują się wyżej znów do powierzchni morza; wreszcie z rafy tamowej przez dalszą zmianę poziomu powstaje atol, mianowicie wtedy, gdy wyspa środkowa, dokoła której korale zaczęły budować rafę, zniknie pod wodą. Tym sposobem atole są to grobowe pomniki wysp zatopionych. Proces ten uzmysławia figura 60.

Ażeby tę hipotezę stwierdzić, trzeba by: 1) określić ściśle maksymalną granicę głębokości, w której mogą jeszcze żyć korale, co nie jest dotąd zupełnie ustalonym (90 m?); 2) przekonać się za pomocą wiercenia, że budowy koralowe mają znaczną grubość, mianowicie, że sięgają o wiele głębiej pod poziomem morza, aniżeli korale żywe istnieć mogą, bo to dowodziłoby niewątpliwie obniżenia dna (lub podniesienia poziomu morza) i to wtedy tylko, gdybyśmy byli pewni, że wydobyty z głębi wapień koralowy jest skałą rodzimą, przez obecnie żyjące korale zbudowaną (*Agassiz*), a nie zlepioncem z okruchów, które się mogły stoczyć po pochy-

¹⁾ Zresztą wyspy Bermudzkie mają tylko cienką powłokę wapienia koralowego, spoczywającego na piaskowcach pustynnych.

łości mielizny do znaczniejszej głębiny lub też skałą koralową starszą, trzeciorzędową. W r. 1898 świder na wyspie Funafuti sięgnął do 334 m., nie dostawszy dna rafy.

Zdaje się to stwierdzać teorię Darwina, przynajmniej w danym wypadku, i to pod warunkiem, że głębiej leżące skały nie są trzeciorzędowe, jak to ma miejsce na wyspach Salomona, Oaku, Key West i t. d. Zresztą jakkolwiek możliwą jest rzeczą, że atole powstały w sposób wyżej opisany, jako końcowe stadjum budowy, to jednak w nowszych czasach (Agassiz, Gardiner) obserwowano też atole, powstające bez stadjów poprzednich—odrazu jako atole wśród morza, przez osiedlenie się koralu dokoła mielizny (rafi skorupowe). Tym sposobem hipoteza Darwina straciła ostatnimi czasy znaczenie

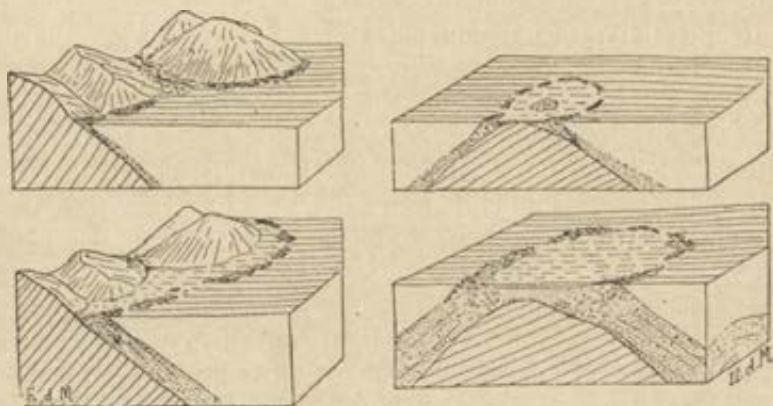


Fig. 60. Tworzenie się raf koralowych wedle Darwina: cztery fazy przemiany raf przybrzeżnych (w górze po lewej) w atol (z prawej u dołu).

ogólnego prawidła: jako hipoteza, w niektórych wypadkach słusznie stosowana, ustępuje w innych miejscach hipotezom odmiennym.

By nie mieszać podziału na wyspy nadbrzeżne i oceaniczne z podziałem na lądowe i pierwotne, należy zwrócić uwagę, że pierwszy podział opiera się na stosunkach położenia (sytuacji), drugi na stosunkach powstania (genezy). To też z jednej strony może być wyspa nadbrzeżna pierwotna, gdy np. wybuchy podwodne utworzą wyspę w pobliżu lądu (np. wyżej wymienione wyspy wulkaniczne koło półwyspu Apenińskiego); a z drugiej, gdy nastąpi wielki zalew lądu przez morze, to część wyższa lądu zalanego, pozostawszy nad wodą, może się znaleźć bardzo daleko od reszty lądu, stać się wyspą kontynentalną co do pochodzenia, lecz co do położenia oceaniczną (np. Nowa Zelandja).

4. Flora i fauna wysp.

Ważnem zjawiskiem wyspowem jest flora i fauna, gdyż ona w znacznym stopniu zależy od tego, w jaki sposób wyspy powstały, a stąd może nam dać wskazówkę, do jakiej kategorii daną wyspę zaliczyć.

Wyspa lądowa, jeżeli oderwała się niedawno, musi mieć florę i faunę taką samą, jak ląd sąsiedni; jeżeli jednak wyspa oderwała się bardzo dawno, to przede wszystkim wielu gatunków może na wyspie brakować, bo jeżeli wskutek jakiejś katastrofy, np. wyjątkowo mroźnej zimy, powodzi, suszy, wybuchu wulkanu i t. d. gatunek pewien na wyspie zaginął lub został wytępiony przez inny, a przy swoich zdolnościach lokomocyjnych większych przestrzeni morskich przebyć nie potrafi, to już nowe okazy nie mogą zawędrować na wyspę z lądu. Tak np. Wielka Brytania ma taką samą florę i faunę, jak sąsiedni ląd Europy, ale nie posiada wilka, gdyż ten został wytępiony przez człowieka. Przytem wiadomo, że w epoce lodowej flora i fauna W. Brytanji została zniszczona lub odepchnięta na południe przez pokrywą lodową, tak iż obecna flora i fauna zawędrowała z południa dopiero po ustąpieniu lodów, więc możemy nawet określić czas oderwania się tej wyspy; mianowicie musiała się ona oderwać już po epoce lodowej i to dość późno, gdyż inaczej wiele organizmów nie miałoby czasu zawędrować tu, cieśnina morska przecięłaby im drogę. Tak to uczyniła cieśnina Magellana, albowiem wielu zwierząt patagońskich niema na ziemi Ognistej.

Jeżeli na wyspach oderwanych, jak wspomnieliśmy, brak niektórych organizmów, znajdujących się współcześnie na sąsiednim lądzie, to z drugiej strony stare wyspy posiadają nieraz gatunki, których niema współcześnie na sąsiednim lądzie, ale które tam żyły w dawniejszych epokach geologicznych. Pochodzi to stąd, że wyspy te oderwały się w owym czasie, gdy organizmy pomienione żyły jeszcze na lądzie, więc znalazły się i na wyspie; ale po oderwaniu obie części, wyspa i ląd, zaczęły życie odmienne: na obszerniejszym lądzie, gdzie walka o byt z powodu obszerniejszego pola walki odbywa się z większą energją, organizmy owe wyginęły, ustępując miejsca wyższym, silniejszym; na wyspie zaś, gdzie walka o byt odbywa się ospale, dawne gatunki, wymarłe na lądzie, pozostały jako „żyjące skamieniałości“.

Takie przechowanie się pewnych organizmów, których niema gdzieindziej, zowie się *endemizmem*.

Przykładem Australja, która względem Azji jest wyspą oderwaną; posiada ona kangury, których niema w Azji, lecz które tam żyły w epoce mesozoicznej, nie posiada zaś wielkich zwierząt drapieżnych i kopytnych, które się rozwinęły w epoce trzeciorzędowej; musiało więc oderwanie nastąpić we wczesnym trzeciorzędzie.

Wyspy pierwotne są ubogie we florę, a szczególnie w faunę, albowiem w chwili swego powstania, t. j. wynurzenia się z dna morskiego, były one naturalnie zupełnie nagie, pozbawione życia organicznego; z czasem dopiero mogły się ożywić, o ile jakieś nasiona lub zwierzęta dostały się tam przypadkiem (nasiona, przeniesione przez wiatr lub w żołądkach, na pierzach i zabłoconych łapach ptaków, zwierzęta na pływających kłodach drzew i t. p.).

Szczególniej ubogimi są wyspy pierwotne w zwierzęta ssące, bo te nie mogą zwykle przepływać przez morze, ani też przelatywać przez powietrze, jak ptaki (z wyjątkiem nietoperzy). Jeżeli jednak wyspa pierwotna leży blisko lądu, i w pewnym okresie nastąpiło choćby chwilowe z nim połączenie, to może ona otrzymać organizmy lądowe, stać się podobną pod tym względem do wyspy oderwanej. Odwrotnie: wyspa oderwana może wskutek ogólnej jakiejś katastrofy stać się równie ubogą w organizmy, jak wyspa pierwotna.

Stąd widać, że we wnioskach, opartych na rozmieszczeniu organizmów, trzeba zachować wielką ostrożność.

5. Linja brzegowa, brzeg, wybrzeże.

Linja, wzdłuż której ląd (lub wyspa) styka się z wodą albo, właściwiej, zanurza się pod wodę, zowie się *linją brzegową*. Linja ta ulega ciągłemu wahaniu pod wpływem słabszego lub silniejszego falowania, oraz przypływów i odpływów; ten wązki, niski pas, to zalewany, to obnażany, zowie się *brzegiem* (*Strand*).

a) *Kształt linji brzegowej* zależy poczęści od plastyki lądu, poczęści od sił, działających na granicy między morzem i lądem, jak fale morskie, rzeki, przynoszące napływy i t. d. Kształt ten może być albo *jednostajny* albo *urozmaicony* (*rozwinięty*).

Kształt jednostajny występuje przeważnie tam, gdzie plastyka lądu jest też jednostajna, lub gdzie osady, zamuliwszy zatoki, wyrównały pierwotne nierówności linji. Przykład jednostajnej linji brzegowej przedstawiają trzy południowe części świata; przykład urozmaiconej — trzy północne części świata, szczególniej Europa (a tu znów najbardziej Grecja i W. Brytanja). Czasem urozmaicenie jest tak silne, że obszar zatok przeważa nad obszarem dzielą-

cych je półwyspów; taki kształt można nazwać *poszarpanym*, np. Peloponez, zachodnia W. Brytanja, Rugja, Celebes i podobna doń Halmahera.

Urozmaicenie linii brzegowej jest korzystne dla kraju, albowiem ułatwia okrętom dostęp do wnętrza lądu. Naturalnie, iż przytem ważną jest rzeczą, czy morze sąsiednie jest dogodne dla żeglugi (nie jest płytkie, nie zamarza), a sąsiedni ląd (zabrzeże) korzystnym dla rozwoju wyższej kultury.

Linja brzegowa, opasująca liczne półwyspy i zatoki, jest naturalnie urozmaicona, a kraj z taką linią brzegową zowie się *rozcłónkowanym* lub *rozgałęzionym*. Półwyspy są *rozcłónkowaniami*, *członkami* lub *rozgałęzieniami*, *gałęziami*. (W obszerniejszem pojęciu do rozcłónkowań zaliczają się i wyspy sąsiednie). Część zaś kraju wewnętrzna, w którą morze nie wkracza, zowie się *kadłubem* lub *pniem lądowym*.

Wielkość urozmaicenia, *rozwiniecie* linii brzegowej starano się *wyrazić liczebnie*. Początkowo dzielono obszar, powierzchnię (w milach lub kilometrach kwadratowych) przez długość linii brzegowej (w milach lub kilometrach) i liczbę, tym sposobem otrzymaną, uważano jako *wyraz rozwinięcia linii brzegowej* (Berghaus). Metodzie tej zarzucono, iż porównywa ona powierzchnię z długością, a więc ilości różnorodne, oraz że wyrażenie to dla krajów (figur) *jednakowego kształtu* wypada *różne*, jeżeli wielkość ich jest różna, że więc nie jest dobrym wyrazem stopnia urozmaicenia, rozwinięcia.

Co do pierwszego, to zarzut ten byłby wtedy tylko słuszny, gdyby tu chodziło o porównanie, stosunek, liczbę oderwaną, którą się otrzymuje rzeczywiście tylko przez dzielenie ilości jednego gatunku. Tymczasem tutaj chodzi nie o liczbę oderwaną, lecz o konkretną; mianowicie o odpowiedź na pytanie: ile mil lub kilometrów kwadratowych danego kraju przypada na 1 milę lub 1 kilometr brzegu. Takie postawienie kwestji jest zupełnie prawidłowe (podobnie, jak np. ilu mieszkańców przypada na 1 milę kwadratową). Słusznym jest tylko drugi zarzut, że tu dla figur jednego kształtu, lecz różnej wielkości, liczby wypadają różne. Ale i te liczby są użyteczne, jako wyrażające *dostępność kraju*, która zależy nie tylko od urozmaicenia brzegów, czyli od kształtu kraju, ale i od wielkości jego: przy tym samym kształcie kraj jest naturalnie tem dostępniejszy, im jest mniejszy. Najkorzystniejszą liczbę (1 km. brzegu na 288 km²) ze wszystkich części świata posiada Europa, bo jest ona i bardzo urozmaicona i bardzo mała.

Inna rzecz, że obliczenie długości linii brzegowej jest niepewne: im mapa posiada większą skalę, im więc drobniejsze załomy brzegu będą na niej uwzględnione, tem pomiar da liczby większe.

W ostatnich czasach wymyślono inny sposób wyrażania dostępności kraju, mianowicie przez wprowadzenie *linji jednakowej odległości od morza (ekwidistanty)*.

Z mapy takich ekwidistant widać również, że Europa jest najdostępniejsza, albowiem cały prawie jej obszar leży bliżej morza, niż na 600 km: linja 600 km wkracza tylko nieznacznie do Europy wschodniej z Azji, wązkim językiem, przedłużonym tylko przez „wysepkę“ w okolicach Lwowa, który tym sposobem ma najbardziej kontynentalne położenie w Europie, na równi z jej krańcem wschodnim. Natomiast Azja z wielkim pniem lądowym jest, mimo rozczłonkowania, najnieдоступniejsza, albowiem znaczny obszar jej wnętrza jest objęty linją 1800 kilometrową, której nie spotykamy w innych częściach świata, choć mniej rozczłonkowanych, niż Azja.

Za pomocą tych linii obliczono (Rohrbach, Penck) dla każdej części świata *średnią odległość od brzegu*, a mianowicie wynosi ona:

Europa	340 km
Australja	350 „
Ameryka Północna	440 „
Ameryka Południowa	540 „
Afryka	670 „
Azja	780 „

Widziemy stąd, że pod względem dostępności zaraz po Europie idzie jednostajna, ale mała Australja, podczas gdy urozmaicona, ale bardzo wielka Azja zajmuje miejsce ostatnie.

Dla liczebnego wyrażenia urozmaicenia, kształtu, trzeba więc innego sposobu; szukano go w stosunku obszaru członków do obszaru kadłuba. Sposób ten, teoretycznie dobry, w praktyce jest prawie bezwartościowy, ponieważ często nie można określić ściśle granicy rozczłonkowania od pnia.

Drugim sposobem jest porównanie długości linii brzegowej nie z powierzchnią, jak wyżej, lecz z pierwiastkiem powierzchni: liczba, stąd otrzymana, jest ilością stałą dla figury danego kształtu, bez względu na jej wielkość, albowiem powierzchnie (P i p) figur podobnych mają się jak kwadraty z obwodów (O i o).

b) *Wybrzeże* lub *pobrzeże* nie jest to linja graniczna między lądem i wodą, lecz pewien *pas graniczny*, pochyłość, za pomocą której ląd zstępuje ku głębinom morskim. Pas ten składa się

z dwóch części: nadwodnej i podwodnej (mielizny nad- i przybrzeżnej); obie te części są na wysokości średniego poziomu morza rozdzielone terasą, platformą, bardzo lekko ku morzu pochyłoną; jest to właściwy *brzeg* (*Strand*) (fig. 61 i 62). Na tej platformie linja brzegowa, jak wspomnieliśmy, przesuwą się, waha stosownie do wysokości morza, zmieniającej się wskutek przypływów i falowania; pas ten jest tem szerszy, im przypływy są wyższe.

Część nadwodna wybrzeża może być albo *stroma* (zwykle skalista) (fig. 61) albo *tagodna* (fig. 62).

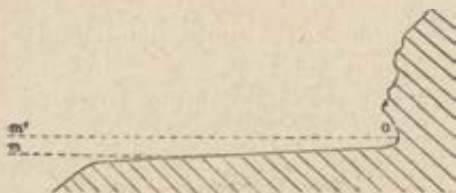


Fig. 61.

m—poziom morza w czasie odpływu,
m¹ " " przypływu,

Kształty te niekoniecznie zależą od wysokości wybrzeża; tak np. wybrzeża nizin bywają często strome, np. Normandji (falaises), Estonji (Klint), Sambji i t. d. (ob. fig. 63).

Wszelkie wybrzeża atakuje *kipiel morska*, t. j. fale, rozbijające się gwałtownie o wybrzeże, oraz prądy przybrzeżne, skośnie lub równoległe do wybrzeża biegnące, które uprowadzają materiał rozkruszony. Na stromem wybrzeżu powstaje w pasie między poziomami morza w czasie przypływu i odpływu *ucios* brzegowy (Brandungskehle), rozszerzający się z czasem w terasę przybrzeżną (ob. fig. 50, str. 66 i fig. 61). Powyżej niej wybrzeże przy-

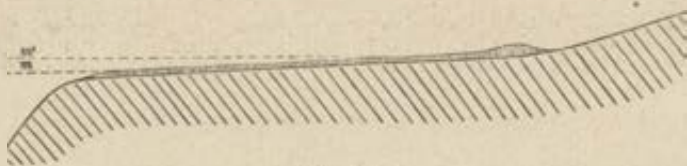


Fig. 62.

biera w miarę rozszerzenia się terasy coraz stromsze nachylenie, tworząc *falezę nadbrzeżną* (kliff). Materiał, stąd zabrany, wracające w głąb morza fale kipieli usypują w hałdach przybrzeżnych.

Odporność i układ materiałów skalnych wybrzeża może w wysokim stopniu przyspieszyć lub opóźnić *abrazję morską*. Przy znacznych lokalnych różnicach tworzą się w miejscach silnie atakowanych nieraz *jaskinie przybrzeżne* lub nawet *bramy i mosty naturalne*, w innych znów osadzają się wyłącznie żwiry i piaski brzegowe w formie wałów nadbrzeżnych i mierzei. Skutkiem tych

procesów wybrzeże, pierwotnie choćby bardzo urozmaicone, z czasem się wyrównuje, przyjmuje gładki przebieg: przylądki i półwyspy ulegają intensywnemu zniszczeniu, *ścięciu*, zatoki zaś zamuleniu (wybrzeże wyrównane). Szybkie ścięcie przylądków zmusza potoczki, tam uchodzące, do rychłego weinania się wgłąb *gardzielami*; o ile pogłębianie koryt nie może nadażyć za przesuwaniem się wstecz falezy, potoki owe uchodzą ponad falezę ujściami „*wiszącemi*“.



Fig 63. Wybrzeże strome pod Sydney.

Na wybrzeżach *łagodnych* kipiela morska działa tylko przy wysokim wodostanie, ale wówczas zalewa olbrzymie nieraz przestrzenie niżu nadbrzeżnego, i to chwilowo lub też na stałe (zatoka *Zuider*). Ważniejszą jest tu jednak czynność akumulacyjna, wskutek której powstają na dnie morza blisko wybrzeża *miełzyny* przybrzeżne; przechodzą one w miarę, jak się wynurzają, w *mierzeje*, półwyspy wąskie a długie, które swym kształtem i rozmiarami zdradzają kierunek i siłę prądów przybrzeżnych. Bałwany morskie czasami rozrywają mierzeje na wyspy przybrzeżne. Na lądzie zaś tworzy się *wał brzegowy*, dający często początek *wydmom nadbrzeżnym*.

Ze względu na *kierunek gór sąsiednich*, wybrzeża można *podzielić* na *podłużne*, *poprzeczne* i *obojętne (neutralne)*, stosownie do tego, czy wybrzeże biegnie zgodnie czy niezgodnie z sąsiednimi górami, lub czy gór niema w pobliżu. Do pierwszych należą zachodnie wybrzeża Ameryki, zachodnie półwyspu Bałkańskiego, północne półwyspu Pirenejskiego. Do drugich — wspomniane wyżej riasowe wybrzeże Chin. Do trzecich — południowe wybrzeże Bałtyku i morza Północnego.

Najobfitsze w zatoki i najdostępniejsze są zwykle wybrzeża *poprzeczne*.

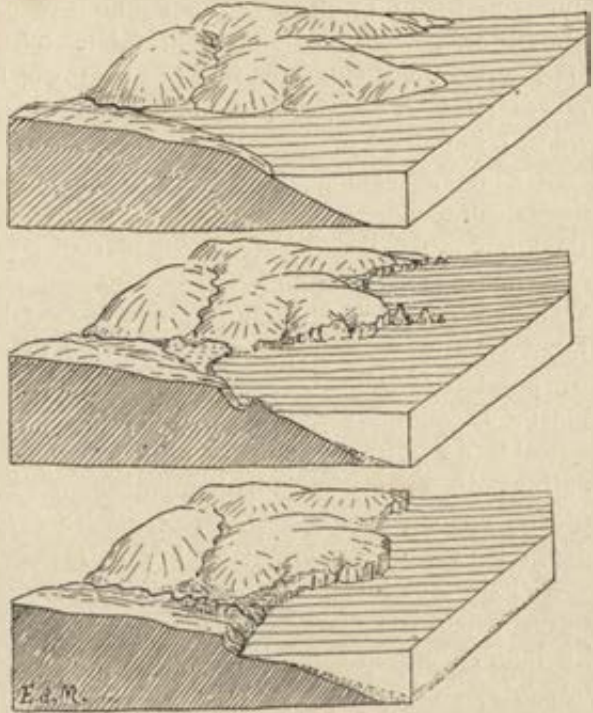
Na wybrzeżach stromych, skalistych spotykamy często gromadnie występujące, wąskie i długie zatoki, płytsze u wyjścia, niż we środku, zwane *fjordami*. Występują one na zachodnich wybrzeżach półwyspu Skandynawskiego, Grenlandji, Patagonji, wogóle w wyższych szerokościach geograficznych, w okolicach, które w epoce lodowej były pokryte skorupą lodową. Cechuje je znaczna długość i stromościennność, jako też intensywne rozgałęzienie ramion przy nieckowatej budowie dna. Genetycznie biorąc, fjordy są to zalane przez morze doliny rzeczne i jeziorne, które przez długie pokrycie lodowcowe zostały odkształcone i uchronione od zamulenia osadami rzek; tembardziej, że wpadające do fjordów rzeki przepływają zwykle jeziora (liczne na obszarach dawnego zlodowacenia), które zabierają rzece osady i tym sposobem chronią fjord od zamulenia. Mielizny u wyjścia są albo utworzone przez końcową morenę dawnego lodowca albo skaliste, stanowią ślad pierwotnego, glacialnego jeziornego ukształtowania doliny. Niekiedy dwa przeciwległe fjordy łączą się ze sobą i wtedy powstaje cieśnina fjordowa (cieśnina Matoszkińska, Magellana). Do tej samej grupy zatok brzegowych zalicza się też odmienne *fjordy* wschodniej Skandynawji i *fjordy* Jutlandji.

Podobne na pozór do fjordów, lecz znacznie krótsze, pozbawione nieckowatej budowy i nie posiadające mielizn u wyjścia, są tak zwane *riasy*; są to zalane przez morze czysto rzeczne doliny gór nadbrzeżnych. Wykazują one zresztą taką rozmaitość, że należałoby w tej grupie odróżnić jeszcze kilka podrzędnych typów. Występują one w Galicji hiszpańskiej, w Bretanji, na wschodnich wybrzeżach Chin (ku południowi od ujścia Jang-ce-kjangu). W swem rozprzestrzenieniu nie są one ograniczone do wyższych szerokości.

Na wybrzeżach wapiennych, gdzie rzeki unoszą mało mułu (wapień, jak wiadomo, rozpuszcza się w wodzie), zachodzi podobnie ochronny warunek, jak lodowce i jeziora przy fjordach; dlatego

riasy takich wybrzeży przyjmują formę wydłużoną, stają się podobne do fjordów (np. na wybrzeżu Dalmacji zatoka Kotorska). Z drugiej strony fjordy przez zamulenie ich początku ulegają skróceniu i zbliżają się w rzucie poziomym do formy riasowej.

Na wybrzeżach niskich fale morskie, wyrzucając piasek, budują wał nadbrzeżny (fig. 62), który po osuszeniu, unoszony przez wiatr, tworzy również wały, zwane *wydiami* (*diunami*): wały te wędrują ku wnętrzu lądu, gdy panujące wiatry wieją od morza, zasypują pola i mieszkania ludzkie. Przykładem — południowe wybrzeża Bałtyku, morza Północnego, zachodniej Francji, na południu ujścia Garonny (tak zwane *Landes*). Mieszkańcy nadbrzeżni starają się walczyć z wydiami przez zasiewanie i sadzenie roślin, udających się na piaskach; tym sposobem np. znaczna część Landów pokryła się lasami sosnowymi.



De Martonne.

Fig. 64. Normalny rozwój form wybrzeżnych (młodych u góry, dojrzewających w pośrodku i dojrzałych u dołu).

Wały piaszczyste, osadzone przez morze na wybrzeżach niskich, nieraz oddzielają całkowicie lub częściowo zatoki od morza, wyrównywując tym sposobem nierówną pierwotnie linię wybrzeża. Takie oddzielone zatoki zowią się *zalewami* (np. na południowym brzegu Bałtyku: Kuroński, Fryski lub Świeży), *lagunami* (np. Wenecka), *limanami* (nad morzem Czarnym, np. liman Dniepru, Bohu, Dniestru); wązkie zaś pasy ziemi, oddzielające te zatoki, zowią się *mierzejami* lub *przesypami* (Nehrung, lido, peresyp). Zatoka Gdańska ze swą krótką mierzeją Hel jest zalewem niedokończonym.

Odpowiednio do powyższych charakterystycznych zjawisk, napotykanych gromadnie na wybrzeżach, mówimy o *wybrzeżach fjordowych, riasowych, wydmyowych, lagunowych* i t. d.

c) *Zmiany linii brzegowej*. Granica między lądem i wodą ulega nie tylko wahaniom chwilowym, jak to wyżej było wspomniane, ale zmienia się też w ciągu długich okresów czasu w tym lub owym kierunku. Można się o tem przekonać zapomocą porównania dawnych map z nowemi; z tradycji mieszkańców nadbrzeżnych, którzy nieraz orzą w tych miejscach, gdzie ich dziadowie łowili ryby; stąd wreszcie, że dawne miasta portowe leżą obecnie zdala od morza (Ravenna) lub odwrotnie— że dawne budowle lądowe leżą pod wodą i t. p.

Zmiany te mogą być dwojakie: albo ląd przyrasta ze szkodą morza, albo morze ze szkodą lądu, t. j. linja brzegowa albo posuwa się ku morzu, albo — ku lądowi; pierwszą zmianę nazywamy *negatywną*, drugą *pozytywną*. Ta ostatnia, jak wiemy, bywa połączona z abrazją (str. 66), choć nie zawsze: gdy falowanie morza jest słabe lub gdy zalew odbywa się szybko, to fale mogą nie zgładzić nierówności lądowych, lecz wypełniają zagłębienia, pozostawiając wyniosłości, jako wyspy i półwyspy (np. wybrzeże Dalmacji).

Co do *przyczyn* zmiany linii brzegowej, to mogą one być najrozmaitsze; można jednak ująć je w dwie główne grupy: do pierwszej należy *mechaniczna działalność fal morskich i rzek*, do drugiej *zmiana poziomu* (lądu lub morza).

Fale morskie na wybrzeżach stromych działają, jak wiadomo, burząco (abrazja ob. str. 64); tym sposobem linja brzegowa cofa się ku lądowi: morze zalewa ląd. Na wybrzeżach niskich, łagodnych odwrotnie: fale działają budowniczo: osadzają piasek i muł (fig. 64), wybrzeże przyrasta, linja brzegowa posuwa się w morze. Tak samo działają nanosy rzeczne, złożone w deltach. Oprócz tego zmiana poziomu lądu lub morza musi też wywołać przesunięcie linii brzegowej: podniesienie lądu lub obniżenie morza wywołuje *negatywną* zmianę linii brzegowej; obniżenie lądu lub podniesienie morza — *zmianę pozytywną*.

Czy przyczyną danego wypadku zmiany linii brzegowej nie jest prosty mechanizm działania morza, lecz zmiana poziomu, o tem możemy się przekonać ze śladów dawnego sięgania morza powyżej najdalszego zasięgu fal dzisiejszych (zmiana *negatywna*) lub z oznak lądowych pod obecnym poziomem morza (zmiana *pozytywna*).

Do pierwszych należą *terasy nadbrzeżne*, wybite przez fale, a leżące powyżej ich dzisiejszego sięgania (na zachodnich wybrze-

zach Norwegji, w Grenlandji (fig. 65) i t. d., wogóle często na wybrzeżach dawnego zlodowacenia), oraz, równie wysoko napotykanne muszle i korale, żyjące obecnie w sąsiednim morzu.

Do drugich oznak, to jest do oznak zmiany pozytywnej, należą ślady budowli ludzkich (nie portowych!), oraz roślinności lądowej (torfowiska, lasy) i osady wód słodkich, napotykanne bądź bezpośrednio pod wodą morską, bądź na lądzie poniżej poziomu morza (w kopalniach lub otworach świdrowych), osady wód głębinowych na mieliznach i odwrotnie.

Zresztą znaki te nie są zupełnie pewne, gdyż wspomniane przedmioty mogły się znaleźć na dnie morza nie wskutek zmiany



Fig. 65. Terasy nadbrzeżne Grenlandji.

poziomu lądu lub wody, lecz wskutek ześlizgnięcia się do morza warstw nadbrzeżnych wraz z roślinnością, a więc znaleźć się na drugorzędem łożysku.

Po przekonaniu się, że zachodzi zmiana poziomu, powstaje pytanie, *co się zmienia, ląd czy woda, czy nawet oba elementy równocześnie*. Jeżeli i to rozstrzygniemy, powstaje pytanie, *jaka przyczyna, jaka siła sprowadza zmianę jednego lub drugiego*. I tak: podnoszenie się lub obniżanie lądu może pochodzić, jak wiadomo, od działania sił wewnętrznych, powstających przy kurczeniu się ziemi wskutek oziębiania; lecz mogą być i inne przyczyny, zewnętrz-

ne, — i tak np. kraje, które niegdyś leżały pod pokrywą lodową, po stopnieniu jej uwolniły się od wielkiego ciężaru, a przytem od oziębienia, wskutek tego musiały się podnieść; taka zdaje się być przyczyna napotykanych terasów nadbrzeżnych w krajach dawnego zlodowacenia (ob. wyżej). Kraje znów, utworzone ze świeżych, pulchnych napływów, mogą się obniżyć wskutek ściskania się i osiadania tych napływów pod własnym ciężarem (np. delta Padu, Holandja).

Podnoszenie się lub obniżanie morza może pochodzić 1) od zmian w ilości wody, a te znów mogą pochodzić od różnych przyczyn, np. od zmian klimatycznych, szczególnie od nagromadzenia znacznej ilości wód ziemskich w postaci lodu (epoka lodowa); 2) od zmian położenia dna, a te znów — albo od jego ruchów, albo od gromadzenia się napływów, które wypychają wodę; 3) od zmian przyciągania, które ląd wywiera na wodę: im większe masy lądowe przypierają do morza, tem większe wywierają przyciąganie na wodę, która tam więc wznosi swój poziom ku brzegowi; siła tego przyciągania zmienia się wskutek zmian, zachodzących na lądzie, (wznoszenie się gór, wylewy mas wulkanicznych, nagromadzenia lodowców, spłukiwanie). Zmiany te muszą się odbijać w lokalnych zmianach wysokości morza. 4) Wreszcie zmiany, może okresowe, szybkości wirowania ziemi, które, choć niezaobserwowane, są jednak możliwe, muszą wywoływać zmiany w poziomie morza. Od wirowania bowiem zależy kształt powierzchni morza, spłaszczenie pod biegunami, wydęcie pod równikiem; zwiększenie szybkości wirowania wywołałoby silniejsze spłaszczenie, obniżenie morza u biegunów, wzniesienie pod równikiem; zmniejszenie zaś szybkości wirowania spowodowałoby zmiany odwrotne.

Z powyższego widzimy, że proste na pozór zjawisko zmian linii brzegowej jest, ze względu na przyczyny, nadzwyczaj złożone, zawikłane i w każdym danym wypadku zwykle trudne do zbadania.

2. Pionowe ukształtowanie lądu.

Ukształtowanie pionowe lądu, to jest jego stosunki wysokości nad poziomem morza (*hipsometryczne*) i stosunki kształtu powierzchni (*orograficzne, plastyka*), zależą, jak wiadomo, od stosunku między działaniem sił wewnętrznych (warunkujących tektonikę) i działaniem sił zewnętrznych, tak burzących (erozja, denudacja), jak budujących (akumulacja): siły wewnętrzne wywołują nierówności, siły zewnętrzne mogą w pewnej fazie wywoływać nierówno-

ści (erozja), w ostateczności jednak dążą do wyrównania i zniżenia (denudacja).

Oba, wyżej wymienione, elementy ukształtowania pionowego: wysokość i kształt powierzchni, znajdują się ze sobą w pewnej, lubo nie ściślejszej, zależności: kraje niskie mają z reguły jednostajny kształt powierzchni (gdyż z powodu nieznaczonej wysokości względnej nie mogą posiadać znacznych różnic względnej wysokości, t. j. znacznego urozmaicenia plastyki). Kraje zaś wysokie mogą mieć urozmaicony kształt powierzchni, lub też być jednostajne, mianowicie wówczas, gdy nie zostały urozmaicone ani wskutek dyzlokacji warstw, ani dzięki działaniu wód płynących, a to bądź z powodu suchości klimatu lub przepuszczalności skał, bądź też stąd, że poziom, ku któremu zdążają wody, leży wysoko (jezioro zamknięte). Tak np. w suchej Azji środkowej kraje z jeziorami zamkniętymi, bardzo wysoko leżące, są równinami.

Ze względu na kształt powierzchni, plastykę — rozróżniamy obszary *równe* albo *równinowe* (*równiny*) i *nierówne* albo *górzyste* (*krainy pogórzyste* lub *górskie*); ze względu zaś na wysokość — obszary *wysokie* i *niskie* (jako granicę między nimi przyjmują zwykle 200 m. wysokości).

Kombinując te dwa podziały, orograficzny i hipsometryczny, otrzymuje się, jak to zaraz zobaczymy, wszystkie typy ukształtowania pionowego.

Obszary równe czyli równiny, gdy są wysokie, zowią się *wyżynami*, gdy niskie — *nizinami*.

W razie zniżenia pod poziom morza — obszary niskie przyjmują nazwę *depresji*. Oprócz znanych już dawniej, obszerniejszych depresji (morza Martwego, Kaspjskiego, Szottów, Kalifornijskiej) odkryto w ostatnich czasach szereg innych, np. depresję Lukezuńską na południu Tian-Szanu albo depresję jeziora Eyre. Wiele depresji jest ukrytych przed naszymi oczami, gdyż zalewają je głębokie jeziora (np. Bajkał); są to *kryptodepresje*.

Jakkolwiek warunkiem formy równinowej są nieznaczone różnice wysokości punktów sąsiednich, to jednak przy wielkiej rozciągłości równin — punkty krańcowe, bardzo od siebie oddalone, mogą przedstawiać znaczne różnice wysokości, tak iż równina może bardzo odbiegać od położenia *poziomego*, przedstawiać wielką *pochyłość*.

Obszary nierówne, górzyste, gdy są wysokie, stanowią *góry*, gdy niskie — *pagórki*. Kraje górzyste składają się przytem z wyniosłości, t. j. *grzbietów*, i dzielących je zagłębień czyli *dolin*.

Zajmiemy się teraz każdym z powyższych typów, tak eo do jego kształtów (morfologii), jak i pochodzenia (genezy).

1. Równiny.

Równiny rzadko kiedy bywają dokładnie równe, płaskie w pojęciu matematycznym, ba nawet w fizycznym, t. j. rzadko na oko przedstawiają się zupełnie równemi; zwykle posiadają nierówności łagodne, szeroko faliste; mogą nawet posiadać głębokie doliny i znaczne bezwzględne wzniesienia, jeżeli tylko ani jedno, ani drugie nie gromadzą się blisko siebie i w znacznej gęstości, np. wyżyna Podolska, poprzerzynana głębokimi, lecz rzadkimi jarami, nie traci charakteru równiny.

Krajobrazowy charakter różnych *równin* zależy w wysokim stopniu od szaty roślinnej, ubogiej (*pustynie*), trawiastej (*stepy*), drzewnej (*równiny leśne*), mieszanej, parkowej (*sawanny*) lub uprawnej (*równiny rolne*).

Równiny wyższe zstępują ku niższym bądź to łagodnie, niepostrzeżenie, bądź też mniej więcej nagłymi spadkami. W pierwszym przypadku warstwica 200 m., przyjęta teoretycznie jako granica wyżyn i nizin, nie zaznacza się w przyrodzie wyraźnie; równiny nizinne nad Amazonką i Missisipi przechodzą łagodnie w wyżynę brazylijską i góry Alleghańskie. W drugim zauważyć możemy progi (czasem schodkowate) i upłazy, jak na południowym wybrzeżu Afryki przyładkowej.

Pod względem *pochodzenia*, równiny można podzielić na *równiny akumulacji* (usypania) i *równiny denudacji* (zburzenia).

a) *Równiny akumulacji (usypane)* powstają z nagromadzenia materiału luźnego, rozmieszczonego po szerszej przestrzeni; jeżeli nagromadzenie nie jest zbyt grube, a podkład był nierówny, to tu i owdzie wysterczają szczyty jego ponad ogólny poziom równiny. Stosownie do czynnika, który nasypy skutecznił, równiny akumulacji dzielą się na kilka gatunków, jako to:

1) *Równiny akumulacji pierwotnej* czyli *równiny uwarstwienia (tektoniczne)*, któremi są kraje osadowe, nie zburzone dyzlokacjami, ani też zbyt gęstej i głębokiej erozji, a więc przeważnie, choć niekoniecznie kraje młode.

Naturalnie, że główne miejsce zajmują tu równiny z osadów pochodzenia morskiego; równiny powstałe z osadów jeziornych i rzecznych są stosunkowo nieznaczne. Do największych równin akumulacji rzecznej należy nizina Węgierska, nizina Nadpadańska,

Gangesu, górnego Renu, jak tego dowiodły przedsiębrane w nich wiercenia, które w znacznych głębokościach wydostały tylko osady rzeczne; tu należą też delty. Do równin jeziornych należą np. Tessalja, Aragonja.

2) *Równiny wypełnienia wietrzanego*, które powstały przez wypełnienie nierówności osadami, naniesionymi przez wiatr, a więc piaskiem i łossem (równiny kotlin środkowej Azji).

3) *Równiny wylewu wulkanicznego*, gdy nierówności zostały pokryte przez wylew rzadkiej lawy, która zastygła, tworząc pola lawy (w Islandji zwane *hraun*).

4) *Równiny pokrycia lodowego* zajmowały w epoce lodowej wielkie przestrzenie, dziś obszerniejsze są tylko na lądzie Antarktycznym i w Grenlandji; sterzące ponad powierzchnią lodową szczyty pogrzebanych gór zowią się w Grenlandji *nunatakr*.

5) *Równiny pokrycia morenowego*: na obszarach dawnego zlodowacenia lodowce, topniejąc, osadzały moreny, które przy znacznej grubości mogły wyrównać pierwotną nierówność podstawy. Takie równiny spotykamy np. na Bałtyckiem pojezierzu.

b) *Równiny denudacji (zburzenia)*. Równiny denudacji powstają wskutek zmycia lub ścięcia, zestrychowania pierwotnych nierówności; ślady tych wyniosłości, zwłaszcza gdy były z twardych skał (*monadniki*), pozostały w mniejszym lub większym stopniu tak, iż nieraz trudno rozstrzygnąć, czy mamy przed sobą równinę (wyżynę), czy krainę górzystą. Do takich równin należy wyżyna dolnoreańska i wyżyna Skandynawska, czy też góry dolnoreańskie i góry Skandynawskie. (Góry takie, z niewielkimi różnicami wysokości, złożone z twardych krystalistycznych skał, zowią się *masywami*).

Stosownie do czynnika, który wywołał to zrównanie, równiny denudacji dzielą się na dwa rodzaje: *równiny zmycia rzecznego*, gdy całe góry wskutek splukania przez wody płynące „wygasają“ i tylko miejsca z twardymi skałami tworzą niskie wypukłości śród ogólnej równiny; i *równiny podmycia morskiego*, które powstają wskutek podmywającego działania fal morskich na brzeg i mogą sięgnąć daleko w głąb kraju, gdy równocześnie z ich działaniem burzącem następuje pożytywna zmiana poziomu; są to równiny denudacji morskiej albo *abrazji (zestrychowania)* (fig. 66).

Czy dana równina pochodzi z denudacji lądowej czy morskiej, to dość trudno rozstrzygnąć, zwłaszcza gdy na jej powierzchni nie napotykamy osadów z jej rozburzenia powstałych; rozpoznanie zaś morskiego pochodzenia tych osadów jest trudne z tego powodu,

że silne falowanie i burzenie kipieli niszczy zwykle wszelkie skamieniałości.

Tak np. na archaicznej wyżynie Brazylii leżą poziome osady piaskowca pochodzenia nie morskiego (Lapparent); powstała więc ona wskutek zmycia lądowego. Tak samo miały powstać (według Lapparenta): równie Finlandji, Skandynawji, Kanady, wyżyna centralnej Francji, Ardeny. Amerykanie zowią takie równiny *peneplaines* — prawierówninami.

Cechą równin zburzenia czyli *kadłubów* jest zupełna niezgodność plastyki i tektoniki. Warstwy są nieraz silnie zdyzlokowane; stąd powierzchnia powinna być bardzo nierówna i stanowić nieraz bardzo wysokie góry; tymczasem wszystkie te nierówności zostały jakby brzytwą ścięte. Poniższa figura 66 pokazuje tę niezgodność; linje kropkowane oznaczają pierwotną powierzchnię, zniesioną obecnie.

Zrównanie kadłubów bywa bardzo często niezupełnem; pozostają na ich powierzchni wzgórza szczątkowe, które oparły się całkowitej denudacji dzięki swej odporności (monadniki, Härtling) lub też znacznemu oddaleniu od koryt rzecznych (Fernling).



Fig. 66. Równina abrazji (część gór zniszczona jest kropkowana).

2. Terasy i progi.

Terasy, t. j. równie stokowe, ograniczone od sąsiedztwa brzegami stromymi, mogą być natury tektonicznej i denudacyjnej.

Co do pierwszych, to te mogą powstać wskutek stopniowych schodowatych *uskoków* (lub fleksur)—*terasy tektoniczne* (str. 49—50); np. wyżyna Iberyjska spada na wschód takimi terasami ku nizinie Walencji i Mureji; toż samo wyżyna Azji Wschodniej—ku nizinie Chińskiej.

Progi uskokowe (fleksurowe), graniczące z terasami tektonicznymi, odznaczają się w świeżym stanie zazwyczaj prostoliniowością i stromością stoków. Z biegiem czasu erozja atakuje je silnie, może je rozpruć licznymi dolinkami, poszarpać, równocześnie stoki ułagodzić, przyczem stok morfologiczny zbacza coraz więcej od pierwotnej linii tektonicznej: próg uskokowy przekształca się w *próg denudacyjny*.

W inny sposób terasy mogły powstać wskutek niejednakowego zburzenia warstw, na sobie spoczywających. Mniej odporne warstwy, spoczywające na twardszych, mogły uleść splukaniu od *a* do *b* (fig. 67); tym sposobem powstają *terasy denudacyjne*. Takimi są terasy, spadające na północ Jury Szwabskiej i na zachód Jury Krakowskiej, północne stoki wyżyny Podolskiej ku kotlinie Nadbużańskiej. Takimi terasami spadają warstwy sylurskie Estonji ku zatoce Fińskiej.

Progi denudacyjne podłużne, biegnące wzdłuż rzek, są niczem innym jak stokami dolinnymi, nieraz daleko odsuniętymi przez erozję boczną rzek od obecnego łożyska, a niezwykłe strome wskutek znacznej odporności materiałów, z których próg jest zbudowany.

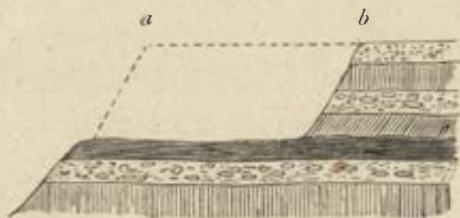


Fig. 67. Terasy denudacyjne.

Boczne dopływy mogą wytworzyć w sposób analogiczny progi denudacyjne równoległe do bocznych, a poprzeczne do głównych rzek. Wzniesienia, które oparły się denudacji częściowo lub całkowicie i znajdują się dziś w odosobnieniu, daleko poza obecnym progiem denudacyjnym, nazwano „świadkami“ (outlier, Zeugenberg).

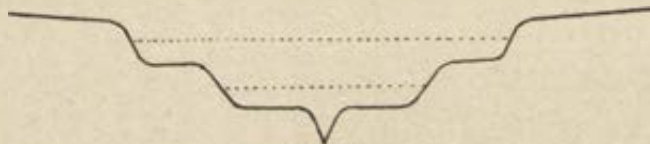


Fig. 68.

Wody morskie, jeziorne lub rzeczne, podmywając brzeg, a później ustępując, pozostawiają też terasy (*terasy podmycia*). Takie terasy morskie widzieliśmy wyżej (Grenlandja).

Wzdłuż dolin rzecznych ciągną się też terasy (*terasy dolinne*), powstałe wskutek podmycia stoków przez rzekę, a potem zniżenia się poziomu rzeki przy głębszem werznięciu się w dolinę i t. d.

Linje kropkowane na fig. 68 oznaczają zniżający się z biegiem czasu poziom wód rzecznych (ob. też fig. 69).

3. Góry.

a) *Morfologia (orografia i hipsometria)*. Wysokość gór (absolutną i względną) mierzy się różnymi sposobami, z których dwa główne tu podajemy:

1) *Sposób trjangułacyjny* polega na tem (fig. 70), że z pewnego punktu (A) równiny, wśród której góra się wznosi, mierzymy kąt (a), pod którym widać szczyt (C) góry; następnie idziemy w kierunku szczytu na pewną odległość ($AB=d$), którą dokładnie mierzymy, z drugiego punktu (B) mierzymy drugi kąt (b), pod którym widać ten sam szczyt góry. Tym sposobem otrzymujemy trzy dane (jedną linię i dwa kąty), pozwalające nam wyrysować na papierze trójkąt, którego podstawą jest zmierzona przez nas linja d (naturalnie w zmniejszonej skali), a dwa kąty przy podstawie: a i $180-b$, jak wskazuje fig. 70.



Fig. 69. Terasy nad rzeką Frazer.

Pionowa CD przedstawia nam wysokość góry, a linię tę można zmierzyć, porównawszy ją ze znaną nam długością $AB (=d)$.

CD jest względną wysokością góry nad równiną ABD .

Przy *niwelowaniu* wyznacza się różnice poziomu, postępując po pochyłości wzniesienia, zapomocą lunety poziomo ustawionej, porównywując ze sobą, drągi z podziałką, umieszczone wzdłuż pewnego „profilu“.

2) *Sposób barometryczny i termometryczny*. Barometr mierzy nam, jak wiadomo, ciśnienie powietrza, a ponieważ na górach ciś-

nienie powietrza jest mniejsze (bo i słup cisnący powietrza jest krótszy i powietrze rzadsze), więc barometr na górze będzie pokazywał ciśnienie mniejsze, niż na poziomie morza; z wielkości tego zmniejszenia można obliczyć bezwzględną wysokość góry.

Toż samo można uczynić zapomocą termometru: im góra jest wyższa, tem temperatura wrzenia wody jest niższa, nie wynosi więc 100° C., lecz np. 90°, 80° i t. d.; z temperatury wrzenia na górze obliczyć też można jej wysokość.

Stosunek tych wartości ilustruje następująca tabelka. Odpowiadają sobie nawzajem:

temperatura wrzenia wody	100°	98°	96°	94°	92°	90°
ciśnienie powietrza	760	707	658	611	567	526 mm.
i wysokość bezwzględna	0	570	1150	1740	2340	2940 m.

Największą wysokość ma góra Gaurizankar albo Mount Everest w Himalajach: 8840 (wzgl. 8882) m.; najniżej leży depresja morza Martwego: 394 m. poniżej poziomu oceanu.

Na podstawie licznych pomiarów wysokości zdołano obliczyć *średnią wysokość części świata i całego lądu*; ta ostatnia wynosi około 820 m. (Wagner).

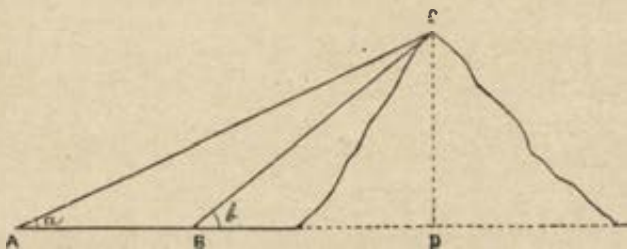


Fig. 70.

Krajobrazowy charakter góry zależy poczęści od wysokości bezwzględnej, gdyż ta, wpływając na temperaturę, warunkuje charakter roślinności, a względnie pokrycie śniegowe (*góry alpejskie*) lub jego brak, poczęści jednak także od wysokości względnej, od tej bowiem, a nie od bezwzględnej, zależy wrażenie, jakie góra sprawia na widzu; góra, mająca wielką wysokość bezwzględną, lecz wznosząca się z pośród bardzo wysokiej wyżyny, wyda się widzowi skromnem wzgórzem. Poczęści wreszcie charakter góry zależy od kształtu: kształt góry może być ostry (*piramidalny* lub *stożkowy*), okrągły (*kopułowaty*) lub płaski (*stołowy*) (fig. 71). Silne wrażenie robią np. odosobnione prawidłowe stożki wulkaniczne, wznoszące się z nizin lub morza (Etna, Fudzijama, Kluczewskaja Sopka, Teneryfa, ob. np. fig. 45). Ważne znaczenie ma tu też *pochyłość stoku*, którą oko zwykle prze-

cenia. Od stoku zależy dostępność góry: stok pochyły pod kątem 27° jest już niedostępny dla objuczonego muła, na stok ponad 35° (a w razie luźności materiału, np. popiołu wulkanicznego — ponad 30°) człowiek musi się już wdrapywać na czworakach.

Góry rzadko stoją pojedynczo, oddzielnie (najczęściej jeszcze stożki wulkaniczne); zwykle gromadzą się blisko siebie bezładnie, tworząc *grupę, system gór* (Abisynja), lub ciągną się szeregami, przyczem najczęściej zrastają się swemi podstawami, tworząc *łańcuch gór*. To „zrośnięcie“ jest jednak tylko złudzeniem; łańcuch tworzy się zwykle odwrotnie: przez rozpadnięcie się jednostajnego wału na pojedyncze szczyty wskutek działania wód płynących, które położyły jego grzbiet, nadając mu niekiedy kształt piły (dlatego Hiszpanie nazywają taki łańcuch gór „Sierra“, co znaczy piła). Rzeczywiste zrośnięcie gór zdarza się tylko u stożków sąsiadujących ze sobą wulkanów, które, rosnąc przez nasycenie materiałami wybuchowymi, mogą się zetknąć podstawami swemi.



Fig. 71. Góry stołowe w Saharze.

Gdy wskutek procesów tektonicznych wzniesie się grzbiet gór, ma on z reguły kształty łagodne, monotonne; dopiero wody, które zaczynają spływać po jego zboczach w obie strony, wyłabiając doliny poprzeczne, nadają mu formę urozmaiconą. Przez zbliżenie się bowiem przeciwległych dolin poprzecznych powstaje obniżenie w grzbiecie; tym sposobem grzbiet przyjmuje wyżej opisaną formę piły i składa się ze szczytów i zagłębień. Od zagłębień zbiegają w obie strony doliny poprzeczne, a od szczytów — poboczne odgałęzienia głównego grzbietu, dzielące te doliny.

Większa lub mniejsza twardość materiałów warunkuje formy strome lub łagodne, tak np. Tatry (fig. 17, 80 i 91) zawdzięczają stromość

swych szczytów w znacznej mierze twardości granitu, bardzo obfitującego w kwarc. Tam zaś, gdzie w Karpatach występuje miękki piaskowiec — formy gór stają się łagodne. Również strome góry o płaskiej jednak równi grzbietowej, powstają w skałach szczelinowatych, przepuszczających wodę jak wapień, gdyż tam działa głównie erozja podziemna (ob str. 125).

Najwyższa linja grzbietu najbardziej ulega burzącej sile wody; warstwy na grzbiecie—zwłaszcza w górach fałdowych, gdzie, wskutek silnego wygięcia, skały uległy już tektonicznemu rozkruszeniu,—zostają całkowicie spłukane: szczątki twardych niespłukanych jeszcze całkiem warstw tworzą na grzbiecie malownicze *kazalnice* i *ambony*. Pod warstwami spłukanymi ujawniają się odsłonięte warstwy starsze, często najstarsze, archaiczne, złożone ze skał twardych, krystalicznych, długo opierających się spłukaniu. Wskutek tego niektóre góry fałdowe, pierwotnie pokryte jednostajnie warstwami młodszymi (np. Jura Szwajcarska), występują

z czasem w formie trzech i więcej pasów, z których środkowy, najwyższy, jest krystaliczny, a boczne są zbudowane ze skał młodszych, jak wapień, piaskowców i t. d. Ale i ten *układ pasmowaty symetryczny*, zresztą zawikłany nieraz występowaniem kilku równoległych pasów krystalicznych (Himalaje), często ulega zburzeniu; góry fałdowe zapadają się po stronie wewnętrznej; cały pas skał młodszych (a nieraz i część pasa krystalicznego) po tej

stronie znika. Tak np. Pireneje i Alpy Wschodnie są symetryczne, Środkowe zaś (na zachód od Lago Maggiore) nie, gdyż tu warstwy młodsze pasa południowego zapadły się. W innych górach, jak w Karpatach, Apeninach, zapadnięcie przyjęło większe rozmiary: zapadła się tam znaczna część nawet środkowego pasa krystalicznego; pozostałością jego np. w Karpatach są liczne drobne góry trzonowe. Po stronie tych wielkich zapadnięć wylały się masy wulkaniczne (Hegjalja w Karpatach, góry Albańskie i inne w Apeninach). Zapadnięcia wpoprzek łańcuchów górskich dzielą nieraz jednolite systematy górskie na działy; tak np. zapadnięcie Alp

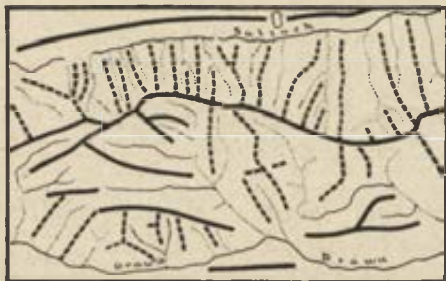


Fig. 72. Wysokie Turnie.
— Grzbiety podłużne
~~~~~ "           poprzeczne  
- - - - Doliny podłużne  
- - - - "           poprzeczne.

Wschodnich ku nizinie Węgierskiej przerwało ich związek z Karpata-  
mi, a zapadnięcie Czarnomorskie — związek Bałkanu z górami Jajła.

W kształcie poziomym, t. j. tak jak góry są przedstawione na mapach, łańcuchy biegną bądź prostolinijnie (np. Kuen-Lun, Pireneje, Kaukaz), bądź łukowato (Alpy, Karpaty — zwrócone otwartością na południe; Himalaje — zwrócone nią na północ i t. d.). Przytem przedstawiają albo pas odosobniony, albo wysyłają w jedną lub obie strony poprzeczne rozgałęzienia, niby żebra, rozdzielone dolinami poprzecznymi. Zwykle i łańcuch nie występuje pojedynczo, lecz kilka łańcuchów porozdzielanych dolinami podłużnymi, ciągnie się równoległe obok siebie, np. Alpy, szczególniejsz Wschodnie. Taki układ zowiemy *pasmem gór*. Fig. 72.

Niekiedy jednolity łańcuch w pewnym punkcie *rozwidła się* na dwa lub trzy łańcuchy, jak np. Kordyljery, Ural południowy, Tian-Szan zachodni. Tego rodzaju rozwidlanie się gór zowie się *wirgacją*, naodwrot zlanie się różnych systemów w jeden — *splotem*.

Tak lub inaczej zgrupowane i w związku ze sobą będące góry zowiemy *systematem gór*.

Rozpatrując góry w kształcie pionowym, w przekroju poprzecznym, możemy zauważyć, w jaki sposób *one przechodzą w sąsiednią równinę*; jedne przechodzą łagodnie, inne nagle, inne wreszcie zapomocą kraju pagórkowatego. Często jeden i ten sam łańcuch gór inaczej przechodzi w jedną stronę, a inaczej w drugą; tak np. Bałkan i sudeckie góry Kruszcowe przechodzą łagodnie na północ, a nagle spadają na południe. Karpaty spadają nagle na południe ku nizinie Węgierskiej, a na północ przechodzą ku nizinie Wisły i Dniestru zapomocą kraju pagórkowatego (pogórza Karpackiego) i t. d.

*W stosunku do równin* góry ciągną się albo na *krawędzi wyżyn*, jako *góry skrajne* (Himalaje, góry Kantabryjskie), *śród wyżyny* (Kuen-Lun, góry Kastylskie), *śród niziny* (Ural, Alleghany), albo wreszcie łączą się w jednym punkcie z wyżyną, zresztą są od niej oddzielone niziną (Pireneje, Kaukaz); jest to forma *obwałowania*.

Co do *rozmieszczenia gór* na ziemi, to można rozróżnić dwa główne systematy: jeden ciągnie się przeważnie w kierunku równoleżnikowym, wzdłuż południowej części Eurazji, tworzy jej „grzbiet pacierzowy”; drugi otacza łukowato ocean Wielki „nakształt olbrzymiego amfiteatru“.

b) *Powstanie gór (orogeneza)*. Góry powstanie swe zawdzięczają albo siłom budującym, albo niszczącym; do budujących należą: dyzlokacja i nagromadzenia materiałów; do niszczących — erozja

i denudacja. Tym sposobem mamy do rozróżnienia góry *tektoniczne* albo *dyzlokacyjne*, góry *akumulacyjne*, góry *erozyjne* i góry *denudacyjne*.

1) *Góry tektoniczne* powstają wskutek dyzlokacji, ujawniających się na powierzchni; stosownie więc do rodzaju dyzlokacji, góry te dzielą się na *uskokowe* (*fleksurowe*) i *fałdowe*.

aa) *Góry uskokowe* (*klinowe*) powstają wskutek dzwignięcia się jednej lub zapadnięcia sąsiedniej części warstw: część pozostała sterczy nad częścią zapadniętą. Bywa, iż część niezapadnięta, uwolniona od ciężaru, wznosi się nieco, tak iż po drugiej stronie powierzchnia przyjmuje pewne lubo lekkie pochylenie, i góry w przekroju poprzecznym mają kształt klina.

Do takiego gatunku gór należą np. góry Kruszcowe w Czechach.

Jeżeli uskok jest dwustronny, to powstają *góry uskokowe dwustronne* (*horsty* niemieckie), z obu spadkami znacznymi. Przykładem jest las Turyński, Harz i t. d. Jeżeli część warstw, zawarta między dwoma uskokami, zamiast pozostać na miejscu, zapadnie się, to powstaje forma odwrotna względem skiby, zwana fosą lub rowem tektonicznym.

Jeżeli warstwy są pokrajane w najrozmaitszych kierunkach na oddzielne kawały (skiby), które uległy uskokom, to powstają góry uskokowe o bardzo złożonej budowie; zwiemy je *górami skibowymi*, np. Sudety.

bb) *Góry fałdowe* powstały wskutek fałdowania się skorupy ziemskiej, spowodowanego ciśnieniem bocznem; ciśnienie to zaś tłumaczyliśmy (str. 57) teorjami kurczenia, zeslizgiwania, termiczną i izostatyczną. Każda z powyższych teori ma swe słabe strony, każda pozostawia pewną część zjawisk w górach fałdowych bez objaśnienia.

Góry fałdowe ciągną się najczęściej łukowato i są górami łańcuchowemi; po wewnętrznej stronie łuku leży zwykle obszar zapadnięcia (np. Alpy, Karpaty). Największa część gór fałdowych powstała, jak widzieliśmy (str. 77), niezbyt dawno, mianowicie w późnym trzeciorzędzie, albowiem nawet najmłodsze warstwy trzeciorzędowe u stóp tych gór zostały nieraz wyprowadzone z poziomego położenia. Do najmłodszych gór należą Apeniny, nieco starsze są np. Pireneje, a jeszcze starszy Ural. Zresztą proces powstania gór nie odbył się odrazu: dyzlokacja w późnym trzeciorzędzie była tylko ostatnim aktem długiego procesu górotwórczego, który się rozpoczął już w okresie kredowym.

Kształt łukowaty gór fałdowych pochodzi, według Suessa, stąd, że siła ciśnienia bocznego działała z jednej strony (ze strony,

w którą łuk jest zwrócony swą otwartością, t. j. ze strony *wewnętrznej*) i pchała przed sobą fałdujące się góry, które na końcach swych napotkały po stronie *zewewnętrznej* jakąś przeszkodę i stąd środek ich się wygiął. Tak np. Karpaty na jednym końcu spotkały starą wyżynę Podolską z archaicznym podkładem, na drugim zaś — takąż wyżynę Morawsko-Czeską. Pogląd ten jednak nie wszyscy podziwiają, albowiem są góry, które na swej stronie zewewnętrznej mają zapadnięcie, a jednak także się wygięły (np. Himalaje).

Góry fałdowe posiadają nieraz budowę skomplikowaną, bądź wskutek zapadnięć (nie tylko podłużnych, ale i poprzecznych), bądź wskutek tego, że fałdowanie mogło już zastać góry starsze i zająć je w swą budowę; takimi są np. starsze malownicze krystaliczne trzony karpackie, sterczące stromo wśród młodszych utworów, sfałdowanych dopiero w trzeciorzędzie.



Fig. 73. Wydmy nadbrzeżne z rowkami typu ripple-mark (Połaga).

2) *Góry akumulacyjne*. Do gór tych na mniejszą skalę należą *moreny*, powstałe z nagromadzenia osadów lodowcowych, oraz *wydmy*, (fig. 73) powstałe z nawianego piasku; najwyższe wydmy powstają tam, gdzie wiatr działa na wielkiej przestrzeni i gdzie działanie jego na cząstki piasku nie ulega przerwie wskutek pokrycia śnieżnego. Wydmy występują na wybrzeżach mórz (np. południowe brzegi Bałtyku i morza Północnego), w dolinach rzek (np. Dniepru) i w pustyniach (Sahara, Azja środkowa).

Bez porównania wyższymi jednak górami akumulacyjnymi są góry wulkaniczne, krótko zwane *wulkany*. Wybuchy wulkaniczne należą do najgwałtowniejszych, a zarazem najwspanialszych zjawisk



morfologicznych ziemi. Charakter wybuchu jest indywidualnie zmienny, stosownie do zawartości gazów, względnie pary wodnej oraz ukształtowania kanału przewodowego. Słupy pary wodnej i popiołu, eksplozja bomb i upust lawy oraz towarzyszące wybuchom trzęsienia ziemi, burze, ulewy i strumienie błotne, powstałe z przemokniętych popiołów — oto najpospolitsze zjawiska, towarzyszące wybuchom. Obok wybuchów centralnych (w kraterze głównym) zdarzają się bardzo często wybuchy boczne (labialne) nad szczelinami, rozbiegającymi się promienisto—odśrodkowo z krateru głównego. Dawniej sądzono (Leopold Buch), że wulkany powstały przez podniesienie warstw skorupy ziemskiej wskutek parcia masy ognisto-płynnej z dołu. Krater objaśniano zapadnięciem się wierzchołka, a doliny, rozbiegające się promienisto po zboczach stożka — rozdarcie mas skalnych podczas podnoszenia; lecz gdy wykazano, że warstwy osadowe u stóp niektórych wulkanów nie uległy podniesieniu, lecz leżą poziomo, *teorja podniesienia*, którą chciano objaśnić nawet powstanie gór łańcuchowych, nie mogła się dłużej utrzymać: jak w górach łańcuchowych, ustąpiła teorii fałdowania (Heim i Suess), tak w górach wulkanicznych—*teorji usypania* (Lyell, Pouillet Scrope). Mianowicie, stożki wulkaniczne powstały przez usypanie materiałów wybuchowych, głównie popiołu (powstałego przez rozpylenie lawy podczas wybuchu) dookoła otworu, z którego zostały wyrzucone (ob. fig. 44).

Prócz tych wulkanów *usypanych* (stratowulkanów) — znajdują się jeszcze *ulane* albo *jednolite*, powstałe nie wskutek gwałtownych wybuchów, lecz wskutek spokojnego wylania się i zastygnięcia mas ognistopłynnych. Zresztą i wulkany usypane składają się zwykle nie z samego popiołu, wogóle — luźnych materiałów wybuchowych, lecz także z zastygłych potoków lawy; to też niektóre wulkany jednolite mogły powstać z usypanych, a to przez splukanie ich zewnętrznej szaty luźnej i odsłonięcie jądra z zastygłej lawy (szyi wulkanicznej, *neck*).

Stożki wulkaniczne, w młodym stanie jeden z najpiękniejszych kształtów górskich, ulegają szybkiemu zniszczeniu. Wskutek eksplozji czy też zapadnięcia tworzy się w miejscu szczytu stożka wulkanicznego zagłębienie „kaldery“. Po zewnętrznej stronie stożków zbiegają promienisto doliny (*barranco*) i nadają wulkanom kształt „nawpół otwartego parasola“. Powstały one nie przez rozdarcie skał, lecz przez erozję potoków deszczowych; dowodzi tego ich rozszerzanie się ku dołowi, a nie ku górze, jakby być powinno w razie pochodzenia z rozdarcia.

Doliny te wsteczną erozją dosięgają z czasem krateru, który ulega poszczerbieniu, wreszcie splukaniu i obniżeniu. Śród tego starego, nawpół zniszczonego krateru powstaje przy nowych wybuchach nowy stożek, który z czasem może uleść losowi poprzedniego. Wreszcie wszystkie mniej odporne części wulkanu ulegną splukaniu i odsłoni się jego szkielet albo „szyja wulkaniczna“ (neck), złożona z twardej, zastygłej lawy. Takiego szczątku wulkanu usypanego nie można nieraz odróżnić od wulkanu ulanego.

Prócz tego wulkany ulegają również zmianom gwałtownym wskutek wtórnych wybuchów: wówczas znaczna część starego wulkanu może wylecieć w powietrze. Miało to miejsce np. podczas wybuchu Krakatau (1883 r.) w cieśninie Sunda, oraz wulkanu *Bandaisan* (1888) w Japonji.

Wulkany występują w sąsiedztwie wielkich zapadnięć skorupy ziemskiej, wypełnionych wodą jak ocean Wielki i morze Śródziemne, w sąsiedztwie zapadnięć, choćby nie pokrytych wodą, mianowicie po wewnętrznej stronie gór fałdowych jak Karpaty (wulkaniczne góry Hegjalja, Apeniny, Alpy i t. d.), podobnie śród gór uskoko- wych (południowy stok gór Kruszcowych), a także śród zapadnięć fosowatych, np. wzdłuż rowu Wschodnio-afrykańskiego, ciągnącego się od morza Czerwonego do jeziora Njassa.

Przytem układ gór wulkanicznych jest albo *szeregowy*, gdy leżą wzdłuż jednej szpary, albo *grupowy*, gdy wiele szpar przecina się w jednym miejscu (np. wulkany wysp Kanaryjskich).

3) *Góry erozyjne*, tworzące zwykle nie łańcuchy, lecz grupy gór, odznaczają się mniej więcej jednakową wysokością szczytów i często ich formą płaską (*góry stołowe*); powstały one wskutek gęstego pokrajania wyżyny dolinami, wyżłobionymi przez wody płynące.

W krajach suchych lub skałach przepuszczalnych, gdzie krawędzie dolin nie łatwo ulegają splukaniu, góry erozyjne mają zbocza strome, szczyty stołowe; np. Saska Szwajcarja, Abisynja. Niekiedy twarda pokrywa, np. bazaltowa, chroniąc szczyty od splukania, przyczynia się do zachowania form stołowych (ob. fig. 71)..

W krajach, gdzie krawędzie łatwo ulegają splukaniu, góry erozyjne przyjmują kształty faliste; przykładem wyżyna Siedmiogrodzka, Lubelska i t. d.

4) *Góry denudacyjne*, pokrewne erozyjnym, powstały wskutek splukania, zniesienia mas skalnych na znacznej przestrzeni, śród której tylko gdzieniegdzie utrzymały się masy twardsze, odporniejsze.

Do tego rodzaju gór należą np. Mugodżarskie, które dawniej były pokryte takimi samymi poziomymi warstwami, jakie utrzy-

mały się jeszcze dotąd na wyżynie Ust-Urt. Kwarcyt, odznaczający się wielką twardością, często tworzy grzbiety tego rodzaju, np. Pfahl w Szumawie. Podobnie bazalt, tworzący t. zw. „mury djabelskie“. Fig. 74, 75. (Por. str. 104).



Fig. 74. Pfahl (przekrój).

Czasami góry takie mogą być utworzone i z materiału miękkiego, gdy tu i owdzie wśród niego leżą twarde głazy (np. w morenach i tufach wulkanicznych), które chronią miękki materiał, pod



Fig. 75. Mur djabelski (bazalt) w Czechach północnych.

nimi leżący, od splukania; są to tak zwane *piramidy ziemne* (fig. 76), które są bardzo blisko spokrewnione z wyżej wspomnianymi erozyjnymi wzgórzami o pokrywie bazaltowej.

#### 4. Doliny.

a) *Plastyka albo morfologia dolin.* Dołami (padołami) w najobszerniejszem pojęciu nazywamy wszystkie zagłębienia czyli zagłę-

bia skorupy ziemskiej, niezależnie od ich wysokości bezwzględnej. W takim pojęciu do dołów należeć będą *zagłębienia oceanów*, oraz *zagłębienia śródlądowe* między różnymi systematami gór (np. nizina Missisipi między Kordyljerami i Alleghanami). Doły okrągławe, otoczone dokoła wyniosłościami, przyjmują nazwę *kotlin* (np. Kłodzka, Tessalijska, Siedmiogrodzka), doły zaś eliptyczne, wydłużone — przyjmują nazwę *niecek*.

Dolinami *w ściślejszym pojęciu* nazywamy zagłębienia linearne, wązkie i długie, a nawet, jak chcą niektórzy, — tylko takie z zagłębieniami linearnymi, które posiadają *ciągły spadek* w jedną stronę,



Fig. 76. Piramidy ziemne („Park Pomników“ w Amer. Pn.).

tak iż stanowią, lub stanowiły, łożyska rzeczne; w przeciwnym razie, to jest gdy spadek ich nie ma ciągłości, gdy są zamknięte na obu końcach, otrzymują nazwę *padolów*. Te ostatnie i wogóle wszystkie zagłębienia zewsząd zamknięte występują w krajach suchych, gdzie erozyjne działanie wody jest słabe, nie może więc wytworzyć spadku ciągłego, tak iż dno zagłębienia zachowuje pochyłości nieprawidłowe, stworzone przez ruchy tektoniczne lub przez działanie wiatru, bądź erozyjne, bądź akumulacyjne. Podobnie zachowują się kraje z gruntem przepuszczalnym, np. wapiennym, gdzie naziemna erozja jest również słaba; kraj taki, szczegól-

niej gdy leży wysoko, jest pełen szczelin i zapadlin, gdyż woda wsiąkająca sięga tu głęboko i wywołuje podziemną erozję, a stąd jaskinie i zapadliny (*zjawiska krasowe*) (por. str. 64 i 124 nast.).

*W stosunku do kierunku gór łańcuchowych doliny dzielą się, jak wiadomo, na podłużne i poprzeczne.* Alpy Wschodnie np. obfitują w pierwsze, Alpy Zachodnie i Karpaty w drugie. W pasmach górskich i górach erozyjnych doliny występują gromadnie, tworzą *systematy dolin*. Niekiedy w takich systematach doliny przytykają do siebie początkami, tak iż przejście z jednej doliny do drugiej jest w formie powierzchni niedostrzegalne; tylko wody, płynące w strony przeciwnie (*dział wodny dolinowy*), stanowią tu wskazówkę. Taki systemat zwiemy *łańcuchem dolin*. Łańcuch dolin np. otacza Tatry pod nazwą Podhala; składa on się z dolin: Dunajca — Popradu, Orawy — Wagu, rozdzielonych bardzo nieznacznyimi działami wodnymi. Takie same łańcuchy dolin spotykamy we Wschodnich Alpach, np. dolina Pusta (dolina Drawy—Rienzu); podobnie w Himalajach (dolina Indusu — Brahmaputry na północnym stoku Himalajów).



Fig. 77. Doliny.

a — synklinalna

b — antyklinalna

c — izoklinalna.

Doliny poprzeczne przeciwnych stoków górskich stykają się też niekiedy swemi górnymi częściami i przechodzą jedna w drugą mniej więcej łagodnie, tworząc *przełęcz* w górach. Czasami nawet cały łańcuch gór bywa zupełnie przecięty wpoprzek, aż do podstawy, jedną doliną tak, iż rzeka, biorąca początek po jednej stronie gór (wogóle—wyniosłości), płynie wpoprzek na drugą ich stronę; takie doliny zowią się *wyłomowemi* albo *wyłomami*, np. wyłom Dunajca w Pieninach, Dniepru w wyżynie Ukrainy, Wisły w Bałtyckiem Pojezierzu, Dunaju w Karpatach, Iskeru w Bałkanie, Kisil Irmaku w górach Pontyjskich, Indusu w Himalajach i t. d.

*W stosunku do układu warstw—doliny mogą być: a) synklinalne* (niecki między grzbietami antyklinalnymi), b) *antyklinalne* (zagłębienia podłużne na grzbietach antyklinalnych) i c) *izoklinalne* (gdy część warstw izoklinalnych została zniesiona lub uległa obsunięciu). (Fig. 77).

b) *Powstanie albo geneza dolin.* Powstanie swe doliny zawdzięczają, równie jak góry, siłom, poczęści budującym, poczęści niszczącym; mamy więc *doliny zbudowania* i *doliny zburzenia*.

Doliny zbudowania, pominawszy nieznaczące *doliny akumulacji* (nierównego nagromadzenia nawianego piasku, materji wulkanicznych lub moren), są przeważnie *dolinami dyzlokacyjnymi* albo *tektonicznymi*, to jest zawdzięczają powstanie pierwotnego zagłębienia dyzlokacji warstw. Doliny zburzenia są to *doliny erozyjne*. Mamy więc dwie główne genetyczne kategorie dolin: *doliny tektoniczne* i *erozyjne*.

Z konieczności zresztą i doliny tektoniczne otrzymały dopiero wskutek modyfikacji pod wpływem erozji wodnej ciągły spadek, a więc główną cechę, różniącą doliny od padołów.

1) *Doliny tektoniczne* mogą być albo *fałdowe* albo *uskokowe* (zapadowe). Pierwsze są znanymi nam już *nieckami* gór fałdowych; drugie — *rowami*, powstałymi przez zapadnięcie podłużne, lub *kotlinami*, powstałymi przez zapadnięcie kotlinowate. Zapadnięcia mogą mieć za przyczynę działanie siły wnętrza ziemi, lub na małą skalę, działanie podziemnej erozji wodnej.

Do tektonicznych dolin rowiastych należy dolina górnego Renu między Wogezami i Czarnym Lasem, dolina Jordanu, doliny podłużnych jezior Afryki wschodniej (Tanganiki, Njassy).

Kotlinowate zapadnięcia spotykamy po zachodniej stronie Apeninów; są one tu poczęści zalane przez morze i tworzą łukowate zatoki (Neapolitańska i sąsiednie).

Zapadnięcia na małą skalę, wskutek podmycia przez wodę, spotykamy głównie w wapiennym krasie; im to przynajmniej poczęści (poczęści zaś erozji naziemnej, głównie chemicznej) zawdzięczają swe powstanie znane już nam (str. 64 i 125) lejkowate zagłębienia, zwane „*wertebami*“. Nawet niektóre stromościenne doliny znacznej długości tłumaczą zapadaniem się liczniejszych jaskiń, uszeregowanych w jednym rzędzie.

2) *Doliny erozyjne.* Woda płynąca wyźlabia, jak wiadomo, doliny, wrzynając się coraz głębiej w grunt, po którym płynie. Dolina taka pierwotkowo ma kształt poprzeczny, zaostrowany u dołu, lecz z biegiem czasu kanty wskutek splukiwania zaokrąglają się, a dno wypełnia materiałem zniesionym, i tym sposobem dolina przyjmuje kształt łagodny, jak wskazuje linja kropkowana na fig. 78.

Im splukiwanie w pewnym kraju jest słabsze, tem dolina dłużej zachowuje swój kształt ostry; a zatem doliny takie o stromych zboczach, zwane *jarami* (*kanjonami*) spotykamy w krajach

suchych, w skałach bardzo twardych lub przepuszczalnych; np. w lössie i w wapieniu jary (Podolskie w suchym stepowym klimacie, jar Ojcowski w wapieniu). Zresztą drobne jary mogą też powstać wskutek zapadnięcia, jak było wspomniane wyżej (w Se-wennach). Fig. 79, 81, 82.

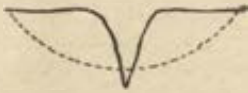


Fig. 78.

Początkowe dzikie formy dolinne nazywamy *gardzielami*; mają one nader wąskie dno i stromościenne stoki, na których nieraz do znacznej wysokości odkryć można ślady żłobiącego działania wody. W okolicach o poziomym układzie warstw niejednakowo odpornych gardziele przybierają rychło charakter *jarów* ze stromymi na ogół, ale schodkowato wznoszącymi się stokami; czoła tych schodów tworzą twarde warstwy, stanowiące wzdłuż dolin *listwy skalne*.

Owe listwy skalne występują w przekroju poprzecznym doliny jako *terasy zwietrzenia* i mogą być łatwo, choć niesłusznie, utożsamiane z *terasami rzeczniemi*—szczątkami dawnych den dolinnych, obecnie rozprutych przez wgłębiającą się rzekę. Tego rodzaju terasy rzeczne mogą się składać ze skały litej (terasy żłobione) jak też z nanosów rzecznych (terasy akumulowane), w każdym razie powierzchnia ich musi odpowiadać krzywej doliny ówczesnej, o ile nie zaszły deformacje wskutek ruchów górotwórczych. Z reguły terasy rzeczne są tem starsze, im wyższe: w tym samym stopniu są też bardziej zniszczone i trudniejsze do zrekonstruowania.



Fig. 79. Jar w lössie (Chiny).



Fig. 80. Tatry z Gorców widziane, trzost górski

Doliny erozyjne, szczególnie podłużne, zostały często wyznaczone (predysponowane) liniami tektonicznymi (nieckami lub rowami), które, jak wspomnieliśmy, zostały wymodelowane ostatecznie przez erozję i otrzymały tym sposobem ciągły spadek.

Najciekawszy problemat przedstawia *powstawanie dolin wyłomowych*: nieraz rzeka przerzyna góry w części ich najwyższej, złożonej ze skał najtwardszych, jakkolwiek w pobliżu góry się zniżają, skały stają mniej odpornymi, tak iż rzeka miałaby tu pracę daleko łatwiejszą (Fig. 83).

Dla wyjaśnienia tego ciekawego zjawiska wymyślono wiele różnych teorii, z których każda w pewnych warunkach może być słuszną, lecz każda w zastosowaniu do innych wyłomów. Z teorii tych szczególnie trzy zasługują na uwagę: *teoria antecedencji* lub przetrwania rzek, *teoria erozji wstecznej* i *teoria epigenetyczna*.

aa) *Teoria antecedencji rzek*. Według tej teorii rzeka, tworząca wyłom w górach, jest starsza od gór: zaczęły one wznosić się wpoprzek biegu rzeki, dawno już istniejącej, i wznosiły się tak powoli, iż erozja była w stanie pogłębić dno doliny w miarę wznoszenia się gór: rzeka, wrzynając się w dzwigający się na drodze próg, niby piła tartaku w kłoc, zdołała utrzymać swój pierwotny kierunek i poziom, przetrwała więc, podczas gdy po obu jej stronach poziom kraju się wznosił. W ten sposób powstały prawdopodobnie wyłomy w górach Alleghańskich i Himalajskich, tak też powstał wyłom Renu, oraz Mozeli w górach Łupkowych, a także wyłom Mozy w Ardennach. Ślady dawnych dolin tych rzek znaleziono na wyższych poziomach i to ze spadkiem zdeformowanym; dowodzi to





ony kotlinami (do str. 108 i 112).

Pawlica.

wznoszenia się gór podczas wrzynania się rzeki. W Renie prócz tego zachodziło też i obniżanie się części łożyska powyżej wyłomu (dolina górnego Renu między Wogezami i Czarnym Lasem wypełniona jest *bardzo głęboko* osadami rzecznyymi). Tylko odmianą teorii antecedencji jest hipoteza, tłumacząca wyłomy powolnem zapadaniem się okolic, powyżej wyłomu położonych.

bb) *Teorja erozji wstecznej*. Według tej teorii, wyłom powstał w górach już gotowych. Rzeka, płynąca po ich stoku, posiadająca największą siłę erozyjną pośród swych sąsiadek, wrzynając się coraz głębiej, posuwała zarazem energicznie swą dolinę wstecz. Działanie takie możemy obserwować na dolinach potoków deszczowych w stepach; nieraz droga, prowadząca w pobliżu początków tych dolin, musi być przesuwana, gdyż z biegiem czasu początki te sięgają coraz bardziej w górę i przecinają drogę. Współdziała tu erozja źródłana i procesy obsuwisk. Wskutek takiego posuwania się doliny wstecz początek rzeki może się z biegiem czasu znaleźć po przeciwnej stronie gór; druga rzeka, która płynęła po tej właśnie stronie, nie mogąc się przez góry przedostać, opływała je lub może tworzyła jezioro zamknięte, a natrafiwszy np. podczas wysokiego stanu wody na tak przygotowaną przez powyższą rzekę dolinę, wlała się do niej i połączyła z tą rzeką-pracownicą: tak powstał wyłom.

cc) *Teorja erozji nadziemnej (epigenetyczna)*. Według tej teorii, góry, obecnie przerzniete przez rzekę, zostały niegdyś pokryte warstwami osadowymi, niejako w nich pogrzebane; gdy następnie zaczęła po tym zasypie płynąć rzeka w kierunku wyzna-

czonym przez pochylenie jego powierzchni, leżącej wysoko nad pogrzebanymi górami, rzeka, wrzynająca się w tę powierzchnię, dosięgnęła wreszcie do pogrzebanego głęboko łańcucha gór i przerznęła go w miejscu, w którym go napotkała. Tymczasem warstwy górne, pokrywające góry, zostały usunięte przez splukanie, dawny łańcuch gór, tak długo pogrzebany, ujrzał znów światło dzienne, i obecnie widzimy w nim wyłom w miejscu nieraz zupełnie nieodpowiedniem wobec dzisiejszej plastyki kraju, lecz zgodnym z plastyką dawną, która wyznaczyła rzece kierunek (ob. fig. 84).

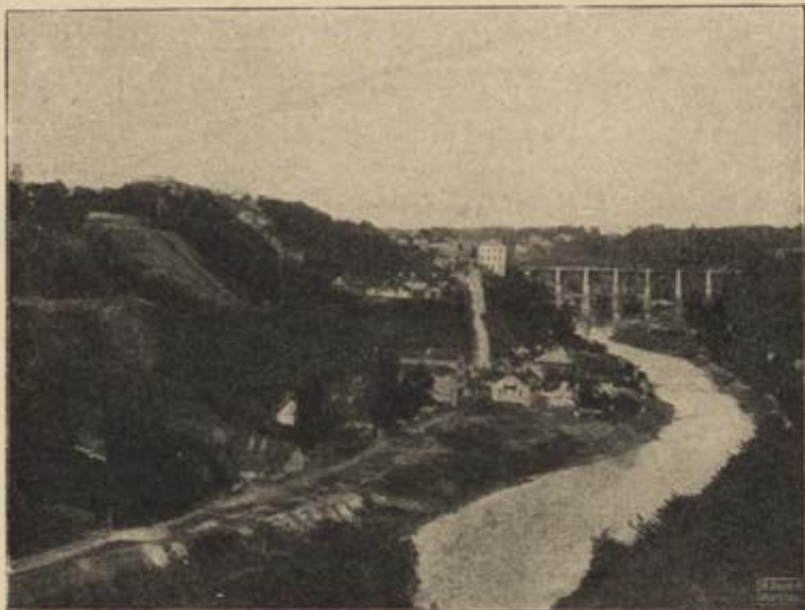


Fig. 81. Jar.

Na tem miejscu wspomnąć można też o teorji t. zw. jeziornej, która tłumaczy wyłomy zatarasowaniem doliny wodą stojącą, której poziom wznosił się tak długo, aż odpływ zdołał przepłynąć najniższem miejscem obramowania i wgłębić się później do poziomu dzisiejszego.

Zresztą, prócz powyższych, mogły też być i inne przyczyny powstania wyłomów, np. erozja podziemna i stąd poprzeczne zapadnięcie w górach; dalej — uskok poziomy: góry pękły wpoprzek i jedna część łańcucha przesunęła się względem drugiej w bok, tak iż powstała przerwa.

Lugeon zwrócił uwagę na to, że w Alpach siodła i łęki tektoniczne ulegają wydźwignięciom i obniżeniom lokalnym, jak gdyby z głównym kierunkiem sfałdowania gór skrzyżował się system



Fig. 82. Kanjon Colorado.

*fałdów poprzecznych* (transwersalnych). Właśnie takimi synklinami transwersalnemi spływają w Alpach często doliny wyłomowe; są one więc wyraźnie tektonicznie predysponowane.



Fig. 83. Przerznięcie się rzeki (Jampy w Amer. Pn.).

Czasami można rozstrzygnąć, która z powyższych teorji ma w danym wyłomie zastosowanie. Tak np. wyłomy w Himalajach musiały powstać drogą przepiłowania, albowiem rzeki przerzynają

podgórze, utworzone z materiałów, przez też same rzeki nanie-sionych. Dalej — wyłom rzeki Shannon w nadbrzeżnych górach Irlandji musiał powstać sposobem epigenetycznym, albowiem na górach tych widzimy spoczywające tu i owdzie płasko i niezgodnie (obacz str. 53) szczątki warstw wapienia, który je wraz z całą Irlandją niegdyś pokrywał. Podobnie być może powstał wyłom Dunajca w twardej jurajskich wapieniach Piënin (fig. 85), które były niegdyś pokryte miękkim piaskowcem. Z uskokami poziomymi są związane niektóre wyłomy w górach Kielecko-Sandomierskich. Teoria regresji jest najprawdopodobniejszą tam, gdzie strona gór poniżej wyłomu jest zwrócona ku poblizkiemu morzu i ma bardzo obfite deszcze. Najpewniejszy jednak

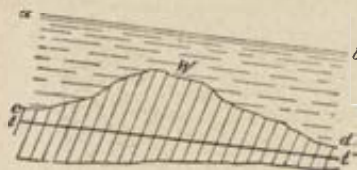


Fig. 84. Grzbiet c W d (prze-krój poprzeczny) został po-grzebany pod warstwami ab; powierzchnia ich ab wyzna-czyła kierunek rzeki, która obecnie tworzy dolinę wyłomową tt; podczas, gdy war-stwy, przykrywające grzbiet c W d, zostały, jako mniej odporne, szybko splukane.

sposób rozstrzygnięcia wątpliwości mię-dzy teorią przepiłowania i regresji stanowią osady rzeczne poniżej wyłomu: jeżeli osady starsze (dolne) pochodzą z gór źródłowych rzeki, a nowsze (wyższe) z gór wyłomowych, to widoczny dowód, iż rzeka jest starsza od tych gór, a więc że wyłom powstał drogą przepiłowania; jeżeli zaś osady starsze pochodzą z gór wyłomowych, a młod-sze ze źródłowych, to dowód, że wyłom powstał przez erozję wsteczną.

Doliny erozyjne bez ciągłego spad-ku (padoły) mogą powstać też przez erozję wietrzaną lub lodowcową, gdy czynniki te napotkają grunt zwietrzały i wyprzątą go aż do nierównego twardego podkładu skalistego lub wgłębią kotły w bitą skałę.

## 5. Zjawiska krasowe.

Specjalne warunki dla erozji rzecznej przedstawiają skały prze-puszczalne i rozpuszczalne, a więc w pierwszym rzędzie rozpo-wszechniony bardzo wapień i dolomit, w drugim gips i sól. Dzięki chemicznej w nich erozji szczeliny popękanej skały szybko się roz-szerzają, przez to ułatwiają przedewszystkiem wogóle zanikanie wody opadowej pod powierzchnią jak niemniej mechaniczną erozję podziemną.

Już na pochyłej powierzchni skał wapiennych powstają wskutek chemicznej erozji drobne, równoległe *złobki* (Karren, lapiez) (fig. 86).

Gdzie woda, zbiegając nimi, napotyka na szczelinę w skale, wciska się w nią, rozszerzając pierwotnie ciasną szparę, i tworzy podziemne wydrążenia, *jaskinie* (fig. 88), a nadziemne *lejki* (krasowe) (fig. 87) — zbiorniki dla wody opadowej. Jaskinie i te lejki zawięły nieraz genezy, — zwane na Bałkanie „dolinami“, na Podolu „wertebami“, w krajach nadbałtyckich „wilczymi jamami“ i t. d. — są nader charakterystyczną cechą okolic wapiennych. Przepływające w jaskiniach *rzeki podziemne* i wydobywające się w najgłębszych miejscach powierzchni ładu (nieraz nawet pod poziomem morza) obfite źródła — *wywierzyska* — stoją w związku z temi zjawiskami morfologicznymi.

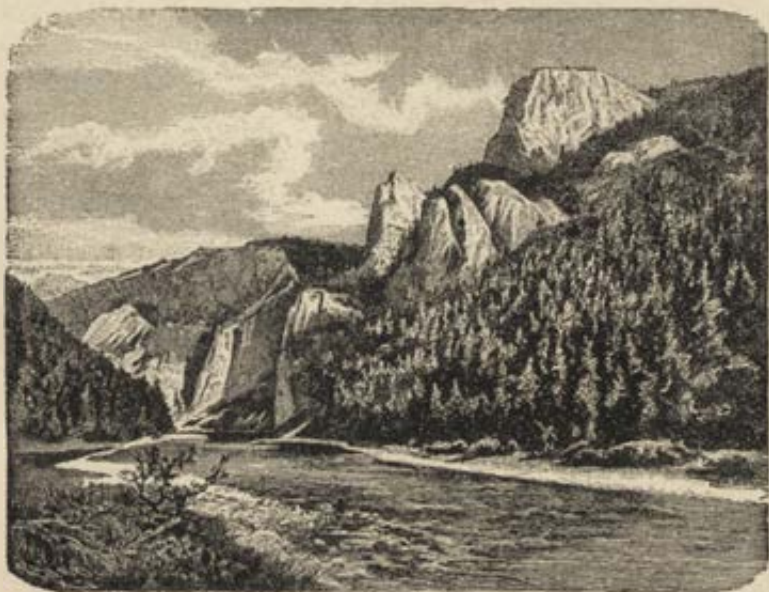


Fig. 85. Wyłom Dunajca w Pieninach.

Woda, biegnąca pod ziemią, nie tylko rozpuszcza, ale i osadza wapien, tam gdzie jest przesycona roztworem lub gdzie silnie paruje: tym sposobem powstają *nacieki* (fig. 88) najrozmaitszego typu: a więc powłoki na ścianach jaskiń, sople zwisające z sufitów jaskiń (stalaktyty) pojedynczo lub w draperjach, wreszcie grube słupy, rosące z podłogi jaskiń w górę (stalagmity).

Cały ten zespół form i zjawisk, a więc żłobki, wertebki, jaskinie, brak naziemnego odwodnienia i wskutek tego też brak dolin, przewaga podziemnego odwodnienia, rzeki podziemne, wywierzyska, często perjdyczne (*ponor*), nieraz podmorskie (*katawotry*), wreszcie nacieki jaskiniowe oraz tłuste czerwone albo brunatne gliny, które



*Eckert.*

Fig. 86. Żłobki (kanelury) krasowe na ściankach wapiennych.  
(Gottesackerplateau, Przedarulania).



*De Martome.*

Fig. 87. Werteb krasowy (awen). Padirac. Causses, Francja.

tworzą się z nierozpuszczalnych domieszek wapienia (*terra rossa*)— nazywamy *zjawiskami krasowemi*. Dziś już mówimy nie tylko o krasach na Bałkanie, gdzie formy wyżej opisane najlepiej i najwcześniej zostały poznane, lecz we wszystkich stronach, gdzie



Fig 88. Grota stalaktytowa.

skały rozpuszczalne występują na większych obszarach: znamy krasy na ziemiach polskich, wapienne w Tatrach, skalicach karpaccich, w Jurze małopolskiej, gipsowe nad Nidą, na Podolu.

Z wszystkich zjawisk krasowych największe zainteresowanie obudziły jaskinie.

*Jaskinie* są to pewnego rodzaju doły o *zbozczach zwisających*: zagłębienia w powierzchni górnej gruntu, lecz z otworem wązkim; lub zagłębienia w stokach bocznych, np. wybrzeża rzecznego lub morskiego; te ostatnie są to *nyże*, które przy większem zagłębieniu przechodzą w *groty*. *Zbozcza*, nie *zwisające*, lecz pionowe stanowią formy przejściowe między jaskinią i właściwą doliną (jarem) lub kotliną (studnią krasową).

*Forma* i *wielkość* jaskiń mogą być najrozmaitsze, wielkość jednak jest ograniczona ciężarem i stopniem wytrzymałości *zwisającego* materiału skalnego. Rozmaity również jest sposób ich połą-



Fig. 89. Jaskinia lodowa w Dobszynie.

czenia z powierzchnią ziemi: otwór może być z boku, jak u *nyży*, z góry jak u studni lub worka; mogą też być dwa otwory *boczne*, jak w tunelu lub moście.

W razie gdy otwór znajduje się wyżej od dna jaskini, a jaskinia leży w klimacie, gdzie temperatura w zimie spada poniżej zera, wówczas temperatura w jaskini może być i w lecie bardzo niska, gdyż zgromadzone w zimie ciężkie zimne powietrze nie ma którędy ujść; jeżeli w takiej jaskini jest wilgoć, to występuje ona w postaci lodu (*jaskinie lodowe*) i tworzy sople i kolumny lodowe, np. jaskinia lodowa w Dobszynie w Karpatach spiskich (fig. 89). Należy jednak zauważyć, że do wytworzenia się znacznej ilości



lodu potrzebne są szczeliny w ścianach jaskini: w szczelinach tych woda zamarza w zimie, na wiosnę zaś i w lecie topnieje od ciepła gruntu i spływa do jaskini, gdzie, jako posiadająca sama niską temperaturę, zamarza łatwo pod wpływem zimna jaskini. Tem się tłómaczy, dlaczego nie wszystkie jaskinie workowate chłodniejszych klimatów posiadają lód i dlaczego lód jaskiniowy tworzy się na wiosnę i w lecie, a w zimie jest go niewiele.

Pod względem *pochodzenia* — dzielimy jaskinie na *jaskinie pierwotne* i *jaskinie pochodne*.

a) *Jaskinie pierwotne* są albo pęcherzami gazowymi w skałach wybuchowych (np. w bazalcie we Francji); albo powstały wskutek nierównego, niezupełnego zabudowania raf przez korale (na wyspach Polinezji); albo wskutek jakiegokolwiek pokrycia nie przystającego do podstawy, np. jaskinie pod lodowcami (zresztą te ostatnie mogą też powstać przez stopnienie od dołu lub spękanie lodu), jaskinia Wichrów pod wodospadem Niagary (pod łukowatym sklepieniem spadającej wody); albo wskutek pokrycia rzeki wydzielonym z wody tufem wapiennym: tuf osadza się na wybrzeżach i postępuje ku środkowi rzeki na podobieństwo skorupy lodowej, wreszcie może całkowicie pokryć rzekę (naturalne mosty, jeśli pod tą pokrywą później znikają rzeki); albo nareszcie wskutek luk wśród nieprzystających do siebie głazów w rumowisku. Znaczną część tych jaskiń możemy nazwać niewłaściwymi lub półjaskiniami.

b) *Jaskinie pochodne* albo *erozyjne* zostały wyżłobione przez wodę podziemną w skałach rozpuszczalnych, najeczęściej wapiennych, lub też przez wodę gorącą okolic wulkanicznych także i w innych skałach twardszych (np. na wyspie Ischia); przez fale morskie na stromych wybrzeżach; przez ciepło — w lodowcach („bramy lodowcowe“). Wreszcie przez człowieka w skałach miękkich i suchych dla mieszkania lub schronienia (jaskinie lössowe w Chinach).

## 6. Krajobraz lodowcowy.

W krajach obecnie jeszcze zlodowaconych uderza szereg właściwości krajobrazowych, które jednak o wiele wyraźniej uwydatniają się w krainie ongiś zlodowaconej, z której lodowce wskutek zmiany klimatu znów ustąpiły. Doliny w dolnej przynajmniej części przekroju poprzecznego przybierają cechy *żłobu lodowcowego* (fig. 90) o szerokim dnie i stromych bardzo stokach. Wyraźnym załomem w nachyleniu stoku (*krawędź żłobu*) przechodzą ściany w *barki żłobu* wygładzone jeszcze przez lód; tenże sięgał po górną

granicę wygładzonych skał (*mutonów*) i *narzutniaków*, którymi lód posypał stoki dolinne.

Dno żłobów składa się z reguły z szeregu rozszerzonych nieco *kotłów*, wypełnionych wodą stojącą (jeziora dolinne) lub też akumulacjami. Kotły te dzielą zwężenia dolinne (*rygle*), gdzie rzeka gardzielami wcina się w litą skałę. Boczne dolinki „wiszą“ nad główną *ujściami wiszącymi*, przez które spadają siklawy ujściowe, tym sposobem koryto głównego lodowca zostało „przegłębione“ w porównaniu z bocznymi.

W przekroju podłużnym dla dolin glacialnych charakterystycznymi są *progi*, ozdobione wodospadami, a dzielące poszczególne



Knudsen.

Fig. 90. Zatopiony żłób lodowcowy, wiszące ujścia bocznych dolin z wodospadami (Geiranger Fjord, Romsdal, Norwegja).

części doliny na *schody*. Ostatni z nich, położony w miejscu pierwotnie rzecznej lejki źródłowego, zowie się *cyrkiem* lub *karem* lodowcowym (fig. 91). Szerokie, wygładzone i nieregularne dno otoczone jest z trzech stron „*przestromemi* ścianami karu“. Od dołu zamyka je „*rygiel*“ ogładzony, za którym nieraz utworzyło się *jezioro* karowe. Szczyty, podcięte z trzech lub czterech stron przez kary, przemieniają się w dziko poszarpane graniaste iglice (*Karling*).

Z opisanemi formami erozji glacialnej wiążą się *formy akumulacji* (fig. 92). A więc *moreny denne i boczne*, zasypujące dno i stoki karów i żłobów. *Moreny czołowe* zamykają zagłębienie, w którym leżał język lodowcowy, zazwyczaj kilkakrotnymi wałami. Tamują one często i w karach i w żłobach lodowcowych jeziora morenowe. Z morenami czołowemi „zazębiają” się pokłady akumulacji *rzeczno-lodowcowej* (*sandry*), rozległe pola żwirów i piasków, pochodzących z moren, po których „dziczeją” liczne potoki z tającego lodowca. Moreny czołowe i sandry tworzą w tych razach, kiedy lodowce dolinne wyszły poza obręb gór i połączyły się w podgórskie „ciasto“



Fig. 91. Kar Czarnego Stawu nad Morskiem Okiem (Tatry).

lodowe wspaniałe „*amfiteatry*”. Na niżach przykrytych ongi jak Polska „*łądolodami*”, moreny czołowe stanowią zarówno w orografji jak i hydrografji poprostu linje przewodnie, dookoła których grupują się doliny, jeziora, wzgórza i t. d. Z tychże wzgórz podłużne, biegnące w kierunku ruchu dawnego lodowca, a złożone z materiału morenowego, zwano *drumlinami*, inne złożone przez wody podlodowcowe z materiału toczonego—*asarami*. Olbrzymie nasypy, złożone przy czołach dawnych lodowców, spowodowały bardzo często utworzenie się w późniejszych czasach wyłomów epigenetycznych, zarówno w górach, jak i na niżu.

Ten charakterystyczny krajobraz glacialny komplikuje się przez to, że *kilkakrotne* fazy zimno-wilgotne spowodowały kilka-

krotne posunięcie i cofanie się lodowców w epoce dyluwjalnej. W ten sposób w tej samej okolicy powstać musiało kilka systemów form glacialnych, starszych i młodszych, wsuniętych jeden w drugi. Obecnie rozróżniają zarówno na niżu jak w górach Europy po 3 — 4 takich „okresów lodnikowych i międzylodnikowych“ oprócz kilku podrzędnych „stadjów“ cofania się lodowców.

Cały ten zespół form, pochodzący z dawniejszych czasów, ulega w dzisiejszych warunkach silnemu *zniszczeniu*. Ściany żłobów i karów się kruszą, a u ich stóp z materiałów wywietrzałych usypują się liczne stożki nasypowe. Rzeki przecinają rygle i mo-



*Gignoux.*

Fig. 92. Język lodowcowy, moreny czołowe i boczne, szczeliny lodowcowe i żłób (lodowiec Argentière, Sabaudja).

reny, miejsce wodospadów zajmują gardziele, tychże jary, coraz szersze i łagodniejsze. Jeziora karowe i morenowe wypełniają się deltami lub spływają wskutek wgłębiania się odpływu. I tak w górach dawniej zlodowaconych rozróżnić trzeba formy przedglacialne, kilka systemów glacialnych i postglacialne — nie więc dziwnego, że ich analiza następuje po dziś dzień dużo trudności.

## 7. Krajobraz wietrzany.

Formy morfologiczne wietrzane powstają wyłącznie albo przede wszystkim w okolicach pozbawionych szaty roślinnej i nie

obfitujących w opady. Tu nie przeszkadza usilnemu działaniu erozyjnemu i akumulacyjnemu wiatrów; dlatego też tylko tu znajdujemy charakterystyczne formy, nie spotykane pozatem nigdzie indziej. Wzniesienia, atakowane przez wiatr, przybierają kształty odosobnionych gór o stromych zwykle stokach i szerokim, nieraz stołowym grzbiecie (fig. 71). Wzgórza te otaczają się stożkami nasypowymi, powstałymi wskutek intensywnego wietrzenia mechanicznego, cechującego właśnie okolice suche, i mogą się nawet całkiem ukryć pod tego rodzaju skalnym płaszczem, przerastającym nieraz sam grzbiet. Drobniejsze skalne kazalnice przybierają kształt „grzybów“, wiatr



Neurdein.

Fig. 93. Korazja eoliczna (wietrzana). (Ruiny w Beaux, Prowancja, Francja).

bowiem podcina je przy ziemi właśnie najenergiczniej. Przy odpowiedniej strukturze skał pokrywają się ich powierzchnie siecią delikatnych ścianek, odgradzających drobne zagłębienia, tak że powierzchnia skały przypomina „*plaster miodu*“ (fig. 93).

Deflacja wietrzana może wydmuchać płaskie, ale rozległe kotliny i przez to obniżyć dolny poziom erozji w okolicach pustynnych; podnosząc intensywność parowania, ułatwia i przyspiesza tworzenie się rozległych pokryw, skorup pustynnych z materiałów,

wydzielonych z parującej wody zaskórnej. Na tej to nieprzepuszczalnej pokrywie zbiera się woda opadowa po trafiających się i w pustyniach deszczach w szerokich, ale bardzo płytkich jeziorach, (*playa*), które szybko wysychają i pozostawiają na dnie równą i gładką warstwę mułu, pękającego przy wysychaniu w sposób charakterystyczny wzdłuż szczelin wieloboków.

Podobnie jak równinne *playa* powstały przy współpracy wody, tak wogóle liczne formy morfologiczne krajobrazu pustynnego tworzą się pod wpływem wody, zbiegającej na powierzchni pustyni po rzadkich, ale zazwyczaj gwałtownych deszczach. Nie mogąc wnikać natychmiast w głąb gruntu, ani zebrać się i skoncentrować



Fig. 94. Rzeki perjodyczne (Wadi Allaki, Nubja).

w rowach dolinnych, woda deszczowa w pustyniach spływa szeroką, ale płytką warstwą (*Schichtflut*), dokonywując przytem zazwyczaj olbrzymiego transportu zwietrzliny. Gdzie woda ta paruje, względnie wsiąka w ziemię, tam materiały te bywają złożone w olbrzymich, ale bardzo *plaskich stożkach*, wsypujących się w kotliny pustynne (*bolsone*). Na peryferji *bolsonów* i w pewnych innych warunkach (np. gdy wyżej położony *bolson* ulega rozczłonkowaniu dolinnemu wskutek wstecznej erozji potoków, spływających do sąsiedniego, niżej położonego *bolsonu*) woda perjodycznie w pustyni biegnąca wyźlabia sobie typowe doliny (*wadi*) (fig. 94), nacechowane co prawda z reguły nieregularnym dnem i bardzo stromymi

ścianami. W odróżnieniu od obszarów normalnej erozji rzecznej siła erozyjna rzek w pustyniach słabiej w miarę czasu już dlatego, że w środku kotliny bezodpływowej dolny poziom erozji podnosi się wskutek ciągłej tam akumulacji. Tym sposobem spadki rzek pustynnych bezustannie maleją. Tak więc w pierwszych fazach cyklu morfologicznego kotliny pustynne ulegają zasypaniu, w następnych erozji wstecznej sąsiedztwa i spowodowanemu tem wyprężaniu, w końcowej fazie obnażeniu (*hamada*) i zrównaniu, przyczem najtwardsze wzniesienia tworzą wspomniane już szczątkowe góry. Dodać jednak należy, że *prawidła rozwoju morfologicznego okolic pustynnych* nie są bynajmniej dotąd ustalone.



*Dereims.*

Fig. 95. Typowe, odosobnione barchany (La Joya, Arequipa, Boliwja).

Z materiałów luźnych, otrzymanych przy erozji wietrzanej i rzecznej w pustyniach, usypuje wiatr bądź to równie (zwane stosownie do wielkości ziarna materiału osadzonego równią żwirową, *serir*, piaszczystą lub (lössową), bądź też wzgórze (wydmy), bądź wreszcie pokrywy lössowe. *Wydmy* tworzą się z piasków (i analogicznie też ze śniegu) wszędzie tam, gdzie szata roślinna nie przeszkadza, a więc nie tylko w pustyniach, lecz też na nagich wybrzeżach •mórz, jezior i rzek. Kształty ich bardzo rozmaite, stosownie do ich „wieku morfologicznego“. Początkowe formy stanowią okrągławe, niskie, ledwo dostrzegalne „*tarcze piaszczyste*“,

które wzrastając przyjmują kształty sierpowato zagiętych „*barchanów*“ (fig. 95).

Znaną jest rzeczą, że przekrój świeżych wydm zdradza przez asymetrię stoków (stromszych po stronie odwróconej od wiatrów t. j. odwietrznej) kierunek wiatrów, które wydmę usypały, jak niemniej, że wydmy ulegają olbrzymim nieraz przemieszczeniom w kierunku poziomym. Przytem skrzydła wydm wędrują szybciej od środka, ulegają jednak też łatwiej *ewentualnemu* przytrzymaniu przez roślinność; w takich razach „wędruje“ już tylko sam środek wydmy, tworząc z utrwalonemi już skrzydłami „*wydmę paraboliczną*“, skierowaną w kierunku wiatru otwartą stroną swego łuku. Po całkowitem oderwaniu się dalej wędrującej masy środkowej od niezmiennych już skrzydeł wydmy parabolicznej, skrzydła te tworzą grzędy równoległe i biegnące w kierunku wiatru (Strichdünen).

Löss przedstawia się jako bardzo delikatna, żółta glinka, zawierająca nieco węglanu wapna i niektóre sole; dzięki swym właściwościom petrogaficznym i chemicznym jest ona bardzo urodzajną. Co do pochodzenia i złożenia tych gliniek istnieje kilka hipotez: najbardziej rozpowszechnionem jest przypuszczenie, że löss jest natury *eolicznej* (Richthofen, Obruczew) i został wywiany z kontynentalnych stepów, a osadzony na jego peryferji. Niektóre, dobrze uwarstwione pokłady tłumaczy się po dziś dzień jako osady *jeziorne* lub *rzeczne* (Russell, Pawłów, Wahnschaffe); istotnie znaleziono w nich czasami szczątki organizmów wodnych, podczas gdy inne, nie uwarstwione lössy charakteryzują szczątki ślimaków lądowych. W każdym razie löss skłonny jest do wytworzenia stromych stoków, a więc i stromościennych jarów.

Wszystkie właśnie opisane formy i pokłady pustynno-stepowe, spotykane dziś w okolicach wilgotnych i gęsto zarośniętych, świadczą o zmianie klimatu, podobnie jak formy erozji i akumulacji rzecznej lub lodowcowej w suchych i ciepłych stepach lub pustyniach dzisiejszych. Czynią one analizę krajobrazów zadaniem zawilem, jednakże pozwalają też na wysuwanie bardzo ciekawych ogólnych wniosków.



## B) WODA (hidrosfera).

### I) Woda lądowa.

#### 1. Woda zaskórna, źródła.

Woda z deszczu i tającego śniegu wsiąka w ziemię, gdy ta składa się z warstw przepuszczalnych, bądź z powodu luźności materiałów (piasek, rumowisko) bądź też z powodu spękania i obfitości szczelin (szczególniej w skałach wapiennych).

Gdy powierzchnia ziemi składa się z warstw nieprzepuszczalnych (głina, granit, nieposiadający szczelin), wówczas woda albo szybko po nich spływa, gdy powierzchnia jest pochylona, albo stoi, zabagnia, gdy powierzchnia nie posiada spadku.

Woda wsiąkająca natrafia wreszcie głębiej na warstwę nieprzepuszczalną i zbiera się na niej, tworząc *wodę gruntową* albo *zaskórna*; gdy warstwa ta jest pochyla, wówczas woda spływa po niej podziemnie, tworząc *żyłę wodną*. Woda zaskórna ma charakterystyczną powierzchnię, opartą o najniższe wystąpienia żył wodnych, między którymi wznosi się kopułowo z nachyleniem wystarczającym właśnie, by wprawić wodę w ruch i umożliwić jej przewyciężenie tarcia wewnątrz skał i pokładów. Powierzchnia ta podlega wahaniom, zależnym zarówno co do okresowości jak i też co do rozmiarów z jednej strony od przypływu wód nadziemnych (pór deszczowych, względnej chwili tajania śniegu), z drugiej strony od ubytku wody wskutek parowania (a więc od okresów wysokiej temperatury powietrza). Stosownie do nachylenia powierzchni woda zaskórna ma ruch poziomy, którego prędkość (na ogół bardzo mała) stoi w związku z porowatością skał, wzgl. z tarcieniem wody o szczeliny i kanały podziemne.

Gdy wskutek miejscowego obniżenia powierzchni ziemi warstwa dolna nieprzepuszczalna znajdzie się na powierzchni, lub tak

blisko niej, że poziom wody gruntowej przypadnie wyżej od powierzchni ziemi, natenczas woda podziemna występuje na jaw, tworzy *źródło*. Ciekawy przykład tego widzimy na nizinie Lombardzkiej: w północnej jej części spotykamy osady morenowe, a na

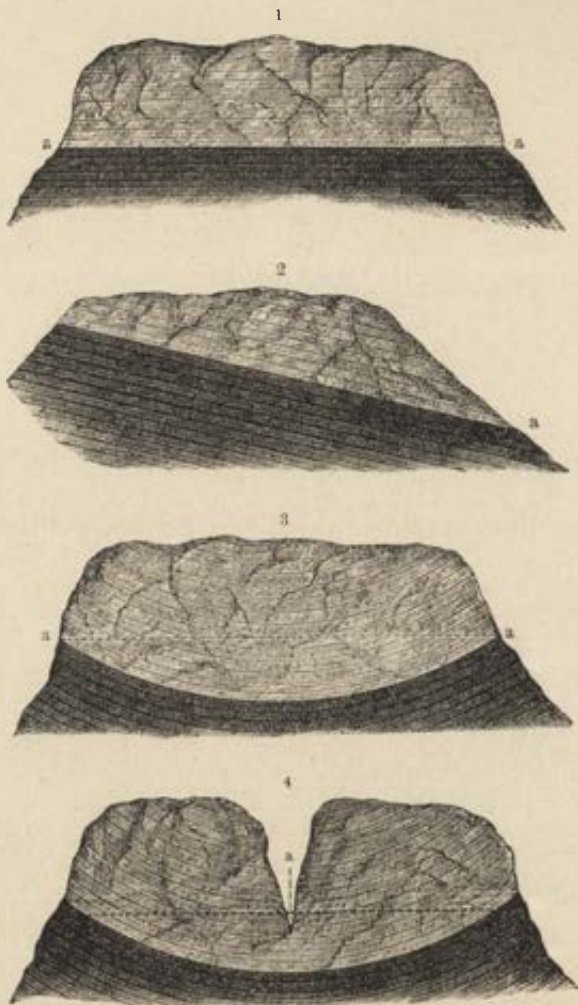


Fig. 96. Różne gatunki źródeł (2 warstwowe, 3 przepływowe, 4 szczelinowe); warstwy nieprzepuszczalne oznaczone ciemno, przepuszczalne — jasno. Punkta a oznaczają miejsce źródeł. Linje kropkowane — poziom wody zaskórnej.

południe od nich przepuszczalny pas luźnego żwirowiska, nanieśionego przez dawne potoki lodowcowe; żwirowisko to spoczywa na nieprzepuszczalnej glinie, która dalej ku południowi, gdzie rumo-

wisko znika, wychodzi na jaw. Otóż na linii tego wyjścia spotykamy szereg obfitych źródeł („fontanili“).

Tym sposobem obfitość źródeł w danej okolicy zależy od dwóch warunków: od obfitości opadów i od charakteru oraz położenia warstw.

Pierwszy warunek wyjaśnia nam obfitość źródeł w górach i lasach, gdyż jedno i drugie wpływają na obfitość opadów, jak to niżej zobaczymy. Drugi wyjaśnia nam: 1) obfitość źródeł w dolinach synklynalnych, które mają źródła (a przynajmniej mogą mieć) po obu stronach, gdyż warstwy są tu pochylone ku dolinie; 2) ubóstwo źródeł w dolinach antyklynalnych, gdyż tu warstwy odchylają się od doliny w strony przeciwne; 3) jednostronność źródeł w dolinach izoklynalnych (przy budowie dróg wzdłuż dolin należy unikać strony źródłowej, gdyż tu bywa zabagnienie i zdarza się zesuwanie skał, podmytych przez źródła).

Wszystkie źródła mogą ulec zmianie miejsca, jak to już wynika z faktu wstecznej erozji. Rozumie się, że i dyzlokacje wpłynąć mogą na zanik jednych, a utworzenie się innych źródeł. Źródła, których otwór znajduje się między dolnym i górnym poziomem wody zaskórnej, biją tylko perjodycznie; tego rodzaju źródła zdarzają się najczęściej w krasie i w obszarach suchych.

Woda zaskórna, stojąca wskutek nieckowatej budowy warstw naprzemianległych przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych pod znacznem ciśnieniem hydrostatycznym, może się wydobywać w sztucznych otworach (wiertniczych) ze znaczną nieraz siłą (źródła lub studnie artezyjskie).

*Temperatura źródeł.* Zmiany temperatury powietrza w ciągu roku nie sięgają zbyt głęboko w ziemię; na pewnej większej lub mniejszej głębokości (5—25 m.), zależnej od wielkości zmian temperatury w ciągu roku, znajduje się *warstwa mająca zawsze jednakową temperaturę, równą średniej rocznej temperatury powietrza*; dlatego w głębokich piwnicach temperatura jest mniej więcej jednakowa w ciągu całego roku, zimniejsza niż letnia, a cieplejsza niż zimowa na powierzchni; dopiero zaczynając od tej *warstwy obojętnej* w głąb — zaczyna się ów wzrost temperatury, o którym mówiliśmy wyżej (str. 34).

Ponieważ woda źródeł pochodzi zwykle z niezbyt wielkiej głębokości, więc temperatura ich, podobnie jak piwnic, jest zwykle mniej więcej równa średniej temperaturze roku (stąd zwykle źródła krain gorących nie orzeźwiają spragnionego, jak nasze; chyba że pochodzą z wysokich gór, zwłaszcza śnieżnych). Niezwykle chłodnymi są tylko źródła, wypływające z górskich śniegów lub z chłodnych den jeziornych. Wyjątkowo zdarzają się źródła z tempera-

turą wyższą niż średnia roczna i te zowią się *gorącemi* albo *termami*; rozróżniają prócz tego *termy względne* i *bezwzględne*, stosownie do tego, czy temperatura ich jest wyższa tylko od średniej rocznej danego miejsca, czy też wyższa od najwyższej średniej na ziemi, t. j. od 30° C.

Źródła gorące pochodzą zwykle ze znacznych głębin, a więc z wnętrza ziemi, nie z opadów. Jądro ziemi traci nie tylko ciepło, ale też wraz z gazami parę wodną, przemieniającą się w wierzchnich warstwach w wodę gorącą (wodę „juwenilną“ wedle terminologii *Suessa*, w przeciwieństwie do wody „wadozowej“ pochodzenia atmosferycznego). Tego rodzaju źródła występują podobnie jak wulkany w okolicach uskokowych; zresztą źródła, bijące w pobliżu czynnych wulkanów, mogą też pochodzić z nieznaczących głębin i wysoką swą temperaturę zawdzięczają lawie, która we wnętrzu wulkanu może zachowywać długo wysoką temperaturę (źródła *Soffioni* w Toskanie mają temperaturę 100°). Tak np. źródła gorące występują u południowych stóp gór Kruszcowych jako linii zapadnięcia (*Karlsbad* 74°, *Marienbad*, *Cieplice*). Termą względną jest też *Jaszczurówka* w Tatrach (20°). Ciekawe źródła gorące znajdują się w górach *Karakorum*: biją one na dnie lodowców i wytopiły sobie w nich otwory, niby kratery, z których bucha para.

Temperatura niektórych źródeł gorących dochodzi w pewnych chwilach do punktu wrzenia, wskutek czego woda tryska w górę wrzącą fontanną. Źródła takie, napotykanne w Islandji, w Nowej Zelandji i w Ameryce Północnej na źródłowskich *Missouri* („*Park Narodowy*“), zowią się *gejzerami*. Fig. 97.

Wybuch gejzeru jest spowodowany tem, że część wody w głębi, przegrzanej nieraz do 130° przy wysokim ciśnieniu, zamienia się nagle w parę i wyrzuca tę część, która na niej spoczywała. Objaśnienie takie opiera się na obserwacjach temperatury, czynionych w gejzerze islandzkim: pomiary temperatury, czynione w różnych jego głębokościach, wykazały, iż temperatura wzrasta z głębokością, ale nigdzie nie dosięga temperatury wrzenia przy danem ciśnieniu. Wiadomo bowiem, iż temperatura wrzenia jest tem wyższa, im większe jest ciśnienie na powierzchnię wody; im głębiej więc leży warstwa wody, tem temperatura jej wrzenia musi być wyższa, gdyż tem większe jest ciśnienie wody, na tej warstwie spoczywającej. Figura 97, przedstawiająca przekrój pionowy gejzeru, objaśnia co powiedziano; cyfry po lewej stronie oznaczają temperaturę obserwowaną, cyfry zaś po prawej — temperaturę wrzenia, odpowiednią do wielkości ciśnienia w danej warstwie.

Widzimy tu, iż wszędzie temperatura rzeczywista jest niższa od tej, jaka przy danem ciśnieniu jest potrzebna do zawrzenia; widzimy dalej, że w warstwie średniej różnica tych dwóch temperatur jest najmniejsza (123,8—121,8): nieznaczne więc wzniesienie się warstwy z temperaturą 121,8 np. do poziomu pp wystarczy do zamienienia jej w parę, która już wyrzuci cały słup wody, leżący ponad tym poziomem. Że tu mianowicie, a nie gdzieś w głębi, leży źródło wybuchu, przekonywa nas o tem fakt, iż termometr, umieszczony na dnie gejzeru, nie został podczas wybuchu wyrzucony, ani nawet potłuczony.

**Źródła mineralne.** Woda źródeł, cyrkulując pod ziemią, rozpuszcza w sobie mniej lub więcej skały, wśród których przepływa; ilość tych mineralnych cząstek zależy od warunków rozpuszczalności, to jest od natury skał i od temperatury wody, oraz od zawartości w niej kwasu węglanego. Najczystsza wodę mają źródła z temperaturą zwyčajną, wypływające ze skał trudno rozpuszczalnych, obfitujących w kwarc, jak piasek, granit, gnejs (*woda miękka*). Najwięcej części mineralnych mają źródła, wytryskające z wapieni i marglu (*woda twarda*) oraz źródła gorące; te ostatnie mogą rozpuszczać nawet kwarc.

Przy zetknięciu z powietrzem, utraceniu kwasu węglanego i oziębieniu źródła wydzielają części mineralne, osadzają tak zwany tuf; tak np. źródło Karlsbadzkie, a u nas źródło Kadłubka pod Opatowem osadzają tuf wapienny, gejzer Islandzki — tuf krzemionkowy.

Stosownie do składu chemicznego wód, rozróżniamy liczne typy wód mineralnych: np. wapienne, krzemionkowe, żelaziste, siarczanne, szczawowe i t. d. Mamy ich na ziemiach polskich bardzo znaczną obfitość.

Źródła, bijące z warstw, zawierających sól, są słone; przez odparowanie wody otrzymuje się z nich sól. Są to tak zwane *saliny* albo *warzelnie soli* (Ciechocinek, Borysław, wogóle liczne źródła słone we Wschodnich Karpatach, źródła nad górną Kamą).

Części mineralne i gazy, rozpuszczone w wodzie źródeł, nadają jej często własności lecznicze: *źródła lecznicze*, np. Karlsbad, Krynica, Szczawnica, Busk, Sławinek, Druskieniki, i t. d.

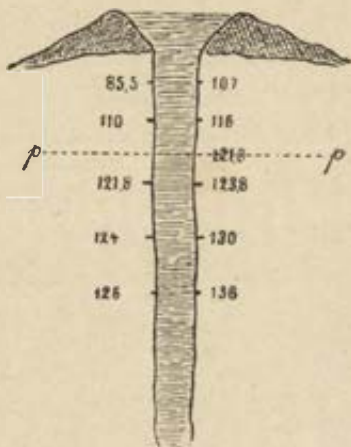


Fig. 97. Przekrój gejzera.



Fig. 98. Wybuch gejzera.

## 2. R z e k i.

a) *Ogólna charakterystyka rzeki. Systemat. Dorzecze.* Woda źródeł, napotkawszy na grunt pochyły, *spływa* po nim ku okolicom niższym w wytworzonych przez siebie wyżłobieniach czyli *łóżyiskach*, mających pewien *spadek*, między *brzegami*, *prawym i lewym*. W dążeniu tem wody wyszukują szczególniejszej tektonicznych, podłużnych zagłębień, którym nadają stały spadek (ob. wyżej str. 116). Tak płynąca woda tworzy *potoki* (w górach, wogóle przy znaczniejszej pochyłości) lub *strumyki* (na równinach); potoki i strumyki łączą się ze sobą, tworząc *rzeki*.

Rzeka płynie dalej, póki nie dosięgnie morza lub jeziora bezodpływowego. Czasami rzeka kończy się w piasku pustyni wskutek silnego parowania wody, albo też znika w szczelinie skalnej. W ostatnim razie rzeka kończy się tylko pozornie; pod ziemią płynie ona lub sączy się dalej i może znów się ujawnić na powierzchni, bądź jako rzeka, bądź jako obfite źródło, bijące niekiedy nawet z dna morza (np. w północnej części Adrjatyku w pobliżu, obfitującego w znikające rzeki Krasu).

Koniec rzeki zowie się *ujściem*.

Po drodze rzeka przyjmuje rzeki inne, z obu stron nadpływające, które zwą się jej *dopływami* (*prawymi i lewymi*) podczas gdy ona w stosunku do nich stanowi *rzekę główną*. Dopływy rzeki głównej przyjmują znów dopływy *drugiego rzędu*; te ostatnie przyjmują dopływy *trzeciego rzędu* i t. d. Rzeka główna wraz ze wszystkimi jej dopływami tworzy *sieć wodną* albo *systemat rzeki*. Sieć ta bywa bądź symetryczna względem rzeki głównej (Amazonka, Mississippi, Pad, Prypeć, Odra śląska); bądź jednostronna (Jenisej, górny Dunaj, Cisa, Garuna); bądź też dośrodkowa (Kongo, Sekwana, Łaba czeska, Wisła, Dniepr). W ostatnim razie dopływy mogą mieć bieg prawie wprost przeciwny rzece głównej (zwykle powyżej wyłomów), np. u Wisły (Brda), Dniepru (Teterów, Irpień), Wołgi (Świaga), Kongo (Alima, Kuango). Niekiedy ułatwia to podróż w górę systematu rzeki.

Odróżnianie rzeki głównej od dopływu powinnyby wedle jednych polegać na długości: ta rzeka śród systematu powinna uchodzić za główną, której źródło leży najdalej od końca systematu (mierząc wzdłuż linii rzecznej). Inni uważają, że decydować winna ilość wody, szerokość i głębokość koryta, kierunek i t. d. W praktyce jednak dzieje się inaczej: za główną uważa się tę rzekę, która nazwę swą zachowuje od swego źródła do końca systematu; nazwa

ta zaś nie opiera się na względach teoretycznych, lecz historycznych, jest dziełem przypadku: plemię jakieś, wędrujące od źródeł w dół rzeki, nadawało jej na całej długości tę samą nazwę, nie troszcząc się o to, że nieraz z boków łączyły się z nią inne rzeki, znacznie dłuższe; tak np. Mississippi zachowuje swą nazwę aż do morza, choć Missouri jest dłuższy.

Rzeki główne z wszystkimi dopływami stanowią *sieć wodną*, której *gęstość* obliczamy, odnosząc długość wszystkich strug wodnych do przestrzeni, którą odwadniają. Z dotychczasowych obliczeń wynika, że gęstość sieci wodnej wzrasta wraz z obfitością opadów, ze wzrostem wzniesienia oraz nieprzepuszczalnością gruntu; zależy zresztą też od innych, bardziej podrzędnych czynników. W Europie waha się — o ile dotąd wiadomo — między 0,36 i 1,77 km na km<sup>2</sup> dorzecza.

Obszar, z którego wszystkie wody spływają do systematu jednej rzeki, zowie się jej *dorzeczem*. Wielkość dorzecza decyduje zazwyczaj o znaczeniu rzek. Dorzecze Amazonki mierzy więcej niż 7 milionów km<sup>2</sup> dorzecza Kongo, Mississippi i La Plata od 3—4, rzek Ob, Synisej, Lena, Niger, Amur od 2—3, a Jang ce Kiang, Mackenzie, Wołgi, Zambezi, Św. Wawrzyńca, Nelson i Ganges od 1 — 2 milionów km<sup>2</sup>. Oto najpotężniejsze rzeki ziemi. Dorzecze (a zarazem i systemat) jednej rzeki jest oddzielone od dorzeczy (i systematów) rzek sąsiednich linią, morfologicznie często ledwo niedostrzegalną, zwaną *linią wododzielną* albo *działem wód*. Główny dział wód na ziemi dzieli potężne zlewisko Atlantyckie (53 % ładu) od znacznie mniejszych zlewisk pacyficzno-indyjskiego (25%) i bezodpływowych (22%).

Gdy dział wód na pewnej przestrzeni znika lub bardzo się zniża, to wody dwóch systematów rzecznych mogą się połączyć, bądź stale, bądź chwilowo w czasie wysokiego stanu. Zjawisko to zowie się *bifurkacją*, która może więc być albo *stałą* albo *perjodyczną* (np. między Amazonką i Orinoko istnieje bifurkacja stała, między Bugiem i Prypecią perjodyczna).

Prócz tego bifurkacja może występować w *dwojakiej formie*: albo rzeka dzieli się na dwie odnogi (*rozwidla się*), z których jedna przelewa się do drugiego systematu; albo na linii działu wód leży jezioro, które *rozlewa* wody w dwie strony, do dwóch systematów. Przykładem pierwszej formy jest bifurkacja Orinoko i bifurkacja Obry pod Kościanem; przykładem drugiej rozlewanie się wielu jezior Bałtyckiego Pojezierza, tak np. jezioro Niewocińskie odlewa swe wody częścią na północ do Pregoly, częścią na południe do



jeziora Śniardwy, które znów zapomocą Pissy wysyła swe wody do Narwi. Niegdyś Gopło wedle świadectw historycznych ulegało bifurkacji, rozlewając swe wody do Noteci i Wisły.

Bifurkacja jest korzystna dla żeglugi, w razie więc jej braku ludzie nieraz tworzą sztuczną: przekopują dział wodny *kanatem*, łączącym dwa systematy rzeczne.

Zarówno stosunek rzek między sobą, jak i kształt zlewisk ulega ciągłym zmianom: powodują je przedewszystkiem zdziczenie rzek w obszarach intensywnej akumulacji, jeśli koryt nie ujęto w silne tamy (Hoang-ho), usamodzielnienie się w takich miejscach dopływów bocznych, przesuwanie koryt wskutek działania wiatru lub parcia bocznych dopływów i ich stożków napływowych, może i do pewnego stopnia siły obrotowej ziemi (prawo Baer'a). Inne znów zmiany odbywają się tam, gdzie w szybko rosnących deltach rzeki bliźniacze zrastają się ze sobą (Szat-el-arab), jak niemniej tam, gdzie naodwrot rzeki powyżej jednolite rozgałęziają się wskutek procesów akumulacji, „dziczenia“ lub erozji wstecznej (kaptażów) na kilka samodzielnych strug.

Do zmian rzek w rzucie poziomym należy też zaliczyć *wydłużanie się* i *skracanie rzek*. Rzeka może się wydłużać bądź w górę przez erozję wsteczną, bądź też w dół przez wkraczanie delty w morze, wogóle przez negatywną zmianę linii brzegowej. Rzeka może się skraćć bądź wskutek odciągnięcia części jej biegu górnego przez inną rzekę-rabusia („pozbawienie głowy“), bądź wskutek pozytywnej zmiany linii brzegowej („zatopienie rzeki“). Niekiedy rzeka może uleść tektonicznemu przerwaniu, tak iż dolna jej część zamrze; np. deltowe osady rzeki Arso w Istrii spotykamy na wyspie, niegdyś połączonej z Istrją, a leżącej stąd na południe w morzu.

b) *Źródła rzeki*, jako jej początek, leżą z konieczności w najwyższych częściach danego zlewiska, a więc z reguły w górach. Czerpią one swe zasoby wody przedewszystkiem z wody zaskórnej, której odpływ lasy górskie doskonale regulują. W czasie silnej ulewy bowiem nie pozwalają one wodom deszczowym spłynąć szybko, gdyż zatrzymują je po części mechanicznie, hamując odpływ wód konarami i podszyciem swoim, po części też dzięki właściwości roślin pochłaniania na podobieństwo gąbki znacznych ilości wody dla procesów życiowych. Zresztą lasy zmniejszają w dodatku parowanie wody zaskórnej, chroniąc grunt od promieni słonecznych i od działania wiatrów.

Tym sposobem lasy przechowują nadmiar spadłej wody na czas posuchy, są jakby zbiornikami wilgoci. Dlatego to wynisz-

czenie lasów bardzo źle wpływa na stan wody w rzekach: zamiast mniej więcej stałego poziomu wody, rzeki w czasie deszczów silnie wzbierają, wylewają i zrzadzają zniszczenie, w czasie zaś posuchy wysychają zupełnie lub prawie zupełnie. Przykładem są rzeki krain śródziemno-morskich, gdzie lasy z natury nierozległe, zostały wskutek wiekowego zapotrzebowania tych krain wysokiej kultury w znacznym stopniu wyniszczone, a gdzie przytem pory, deszczowa i sucha, są jaskrawo perjodyczne.



Fig. 99. Bystrzyca karpacka.

stromo nachylone dolinki z dzikimi potoczkami: *bystrzycami* (fig. 99), energicznie wciętych w drobnych, ale nader stromych rowach (*wyrwach, debrach*). Tu jeszcze woda biegnie prawie prostolinijnie, kierowana wielkim spadkiem, poniżej jednak, na dnie głównej, szer-

Nie zawsze źródła rzek czerpią wodę wyłącznie z wód zaskórnych, po ulewach wprowadzają wprost opady, w które właśnie góry obfitują, lub też wodę pochodzącą z topnienia śniegu i lodowców. Rzeki typu ostatniego („alpejskie“) zawdzięczają lodowcom, najsilniej w lecie topniejącym, letnie powodzie, obfitość wody nawet w najgorętszej i najsuchszej porze roku, kiedy na rzekach nizinnych jest niski stan wody z powodu silnego letniego parowania.

c) *Bieg rzeki 1)*  
*Kształt poziomy biegu rzeki.* W rzucie poziomym doliny zaczynają się z reguły *lejką źródłową*: rodzajem amfiteatru, w którym z wielu stron zbiegają się

szej doliny, linja rzeczna zbacza zwykle mniej lub więcej od linii prostej: gdyby dorzecze było płaszczyzną pochyłą i złożoną z materiałów jednakowej twardości, to rzeki płynęłyby prosto, jak krople wody po nachylonej tafli szklanej, tworząc linje równoległe; podobny układ przedstawiają wyrwy, wytwarzane przez wodę deszczową na równych zboczach nasypów kolejowych i grobli. W przyrodzie jednak stosunki tego rodzaju mogą się napotykać tylko w przybliżeniu: zamiast równoległości występuje łączenie się rzek pod bardzo ostrymi kątami (np. lewe dopływy Dniestru na wyżynie Podolskiej, prawe dopływy Dunaju na wyżynie Bułgarji).

Najczęściej dorzecze jest nierówne, składa się ze skał różnej wytrzymałości, podległych przytem tektonicznemu popękaniu w różnych kierunkach; to też rzeki, wymijając w swym biegu wyniosłości i skały odporniejsze, i wybierając linje pęknięć tektonicznych, zbaczają od prostego kierunku, tworzą załomy i krzywizny. Zboczenie rzeki od prostego kierunku, łączącego źródła z ujściem, zowiemy *rozwinięciem rzeki*. Rozwinięcie to można *wyrazić liczebnie* jako stosunek długości rzeczywistej do długości w linii prostej od źródeł do ujścia. Tak np. rzeczywista długość Wisły w linii S<sup>owatej</sup> wynosi mil 140, odległość zaś od źródeł do ujścia w linii prostej—70 mil, a więc rozwinięcie Wisły =  $\frac{140}{70} = 2$ . Zresztą w wyrażeniu tem rzeczywista długość rzeki jest wielkością, niedającą się obliczyć dokładnie: im mniejszą jest skala mapy, tem więcej drobnych zakrętów rzeki zniknie i pomiar linii rzecznej da liczbę mniejszą.

Zboczenie od prostego kierunku polega nietylko na takich wielkich załomach i zakrętach, jakie spotykamy np. u Wisły, Dunaju, Wołgi, lecz i na drobnych, ale bardzo licznych i silnie zakrzywionych, jak np. u Dniestru, Niemna (np. „pętlica“ Birsztajska), (fig. 100) <sup>1)</sup> Cisy, Mozelli, Mississipi <sup>2)</sup> i t. d. Te drobne zakręty zowią się *meandrami*, *zakolami* albo *wężownicami*. Powstanie wężownic łączy się z faktem, iż *nurt* (*wart*, *prądowina*), t. j. linja najszybszego ruchu wody w rzece, nie zawsze przebiega środkiem koryta rzecznoego. Zależny od zewnętrznego i wewnętrznego tarcia nurt wody trzyma się środka tylko w łóżyskach całkiem gładkich i symetrycznych, pozostając nieco pod

<sup>1)</sup> Już Długosz zauważył tę właściwość Niemna, mówiąc, iż „rzeka ta wykręca się tak wężykowato, że nieraz żeglarze po całodziennym żegludze biorą ogień z ogniska wczorajszego, zakrętami rzeki zbliżonego“.

<sup>2)</sup> Zakręty Mississipi są tak prawidłowe, że dawniej Indianie i pierwsi osadnicy ilością zakrętów mierzyli odległości.

samą powierzchnią wody. Wszelkie miejscowe przeszkody i nieregularności koryta, jakoteż nierównomierna akumulacja oraz ujścia dopływów bocznych powoduje, zwłaszcza przy małym spadku rzek zbcoczenie nurtu od linii środkowej, a więc serpentynowanie. Od chwili zaznaczenia się tego rodzaju serpentyn proces tworzenia wężownic postępuje coraz szybciej naprzód: wskutek siły odśrodkowej, rodzącej się w chwili zbcoczenia nurtu od linii środkowej, strona zewnętrzna zakola bywa atakowana przez erozję, wewnętrzna staje się przeciwnie miejscem akumulacji. Tak więc wężownice rozszerzają się w bok, rosną a przesuwiają się równocześnie w dół



Fig. 100. Wężownice Niemna.

z przyczyn łatwo zrozumiałych. Tym sposobem meandrowanie przyczynia się w wysokim stopniu do wytworzenia równin nadrzecznych (*porzeczyny*).

Nadmiernie rozwinięte wężownice ulegają łatwo przecięciu w „szyi meandru“, gdzie podcięcie stoków odbywa się równocześnie z obu stron. Gdy „szyja“ już przeciętą została, rzeka skraca sobie nowym torem drogę; z początku może tylko część wód pójdzie nową, prostszą drogą i powstaje wyspa. Wkrótce jednak okaże się,

że prąd wody po linii krótszej staje się coraz silniejszym a dawne łożysko traci zupełnie wodę płynącą. Pozostają jako jedyne ślady dawnego zakola, przedewszystkiem „starorzecza“ z resztkami stojącej wody, tworzącej jeziora starorzeczne kształtu sierpowego (*łachy*), a dalej „góry meandrowe“, wznoszące się w odosobnieniu na dnie doliny i objęte z jednej strony starorzeczem, z drugiej zaś nowem korytem.

Boczne przesuwanie się meandrów jest jedną z częstych przyczyn *asymetrii* stoków dolinnych: może ona jednak być spowodowaną innemi okolicznościami, np. 1) intensywniejszą denudacją stoków, wystawionych na wiatry deszczowe, 2) podcięciem stoków, pod które panujące wiatry spychają rzekę, 3) nierównomiernem usypaniem lössu lub innych delikatnych osadów wietrzanych na stokach dowietrznych i odwietrznych, w obliczu i w cieniu wiatrów, 4) niejednakową siłą wgłębną równoległych i sąsiadujących ze sobą rzek, których koryta i ujścia leżą z konieczności nie w jednakowym poziomie, wreszcie 5) układem izoklinalnym warstw lub 6) odrzuceniem prądów rzecznych ku stronie prawej wskutek obrotu ziemi (prawem Baer'a).

Meandrom i zdziczeniu rzek towarzyszą *przesunięcia* łożyska rzecznego w bok, tak iż wszystkie punkta, leżące między nowem łożyskiem i dawnem, były kolejno zajmowane przez rzekę.

*Przesunięciu łożyska* podlegają zwykle rzeki, których spadek tak się zmniejszył, iż rzeka już nie wrzyna się w głąb, lecz podmywa brzegi; zwykle jeden brzeg jest podmywany bardziej i tym sposobem rzeka przesuwa się ku tej stronie. Kierunek przesuwania zależy od kierunku wiatru, który bądź bezpośrednio, bądź też przez nawiewanie piasku na rzekę wywołuje parcie wody na brzeg przeciwny; toż samo może sprawić silniejsze gromadzenie osadów przez dopływy jednej strony. Tak np. z powodu obfitszych osadów, przynoszonych (w epoce lodowej) rzece Po z Alp, rzeka ta została przyparta ku Apeninom, od czasu zaś epoki lodowej z powodu zubożenia dopływów alpejskich w osady, które pozostają w jeziorach, dopływy apenińskie zaczynają przecie rzekę główną w kierunku przeciwnym, to jest ku Alpom. Dowodzą tego osady alpejskie, znalezione zapomocą wiercenia po południowej stronie rzeki; tylko w Piemontie dopływy alpejskie nie oczyszczane w jeziorach naciskają jeszcze dziś rzekę Po ku samym Apeninom. Podobnież Cisa posuwa się ku zachodowi pod naciskiem osadów, przynoszonych przez dopływy siedmiogrodzkie.

Gromadzenie się osadów wpływa też na coraz większe przesuwanie się ujścia dopływu w dół biegu rzeki głównej, albowiem najwięcej osadów gromadzi się w kącie górnym, to jest powyżej połączenia się dopływu z rzeką główną, podczas gdy w kącie poniżej połączenia dopływ party wywiera erozję boczną; tym sposobem kąt powyżej połączenia staje się coraz ostrzejszy, dopływ zbacza coraz bardziej w kierunku rzeki głównej i biegnie długi czas równoległe do niej. Rzeka Adyga przez takie zbaczanie wyswobodziła się zupełnie z roli dopływu rzeki Po i stała się rzeką samodzielną. Podobny przykład zbieżności przedstawia Ill., płynący długo równoległe do Renu. Kierunek zbieżności rzeki zależy dalej od natury skał, tworzących brzegi: rzecz naturalna, rzeka przesuwana się w stronę brzegu mniej odpornego; — od pochyłości warstw, wśród których leży łożysko: rzeka zesuwa się niejako, ześlizguje po pochyłości warstw; — od wysokości brzegu: brzeg wysoki mniej ulega zniszczeniu, niż niski lecz stromy, gdyż w pierwszym razie przy małym nawet podmyciu i oberwaniu, wpada do wody tyle materiału skalnego, iż rzeka ma zbyt wiele roboty z jego usunięciem; wreszcie kierunek zbieżności zależy też, być może, od obrotowego ruchu ziemi, który na północnej półkuli wywiera parcie wody, zresztą bardzo nieznaczne, ku stronie prawej, na południowej półkuli — ku lewej.

*Nagle przerzucanie łożyska*, podczas którego rzeka, zmieniając łożysko, wymija obszar między nowem i starem, zdarza się tam, gdzie erozja rzeki ustąpiła już całkowicie miejsca akumulacji: rzeka osadami swymi zatyka sobie łożysko, podnosi je i wreszcie opuszcza, szukając nowego (jeżeli tylko część wód uda się inną drogą, to może powstać, jak wiadomo, bifurkacja); przykładem jest rzeka Hoangho, która, z powodu zmian łożyska i związanych z tem powodzi, została nazwana „utrapieniem Chin“.

Przerzucenie się łożyska może też być, jak to już widzieliśmy, skutkiem erozji wstecznej (kaptażu): rzeka opuszcza swe dawne łożysko i rzuca się w inne, przygotowane przez drugą rzekę. Z początku tylko część wody może być tym sposobem uprowadzona i wtedy powstaje bifurkacja, która jednak jest mniej trwała, niż powstała w sposób poprzednio wymieniony. Z czasem bifurkacja znika: pierwotna rzeka, „pozbawiona głowy“, to jest górnej części, w dolnej części prowadzi jakiś czas nędzny żywot, tocząc zubożałe wody wśród szerokiej doliny, której napełnić już nie może i wreszcie całkiem wysycha.

I tektoniczne ruchy gruntu mogą wpływać na przerzucenie się łożyska, o ile rzeka nie zdoła przewyciężyć dźwigające się wzniesienia (obacz wyżej o wyłomach) lub ulega zboczeniu wskutek sąsiedztwa świeżo powstałych obniżen i uskoków. Tej przyczynie przypisywano mniemane przerzucenie łożyska rzeki Amu, która miała jakoby dawniej wpadać do morza Kaspijskiego wzdłuż południowej krawędzi Ust' Urta; najnowsze badania jednak obaliły to przypuszczenie, wykazując zupełny brak osadów rzecznych wzdłuż mniemanego dawnego łożyska, i to pomimo że Amu-Darja należy do rzek najbardziej obfitujących w muł.

Odpowiedniejszy, być może, przykład przedstawia Wisła; niegdyś płynęła ona na zachód Warszawy przez dolinę Noteci i Haweli, następnie łożyskiem dolnej Łaby wpadała do morza Niemieckiego. Później Wisła, zdaje się, otworzyła sobie drogę do zatoki



Fig. 101. Wężownica (meander).

Szczecińskiej, wreszcie do Gdańskiej; drogi te zostały utworzone prawdopodobnie — choć nie jest to jeszcze pewnikiem, — bądź przez uskoki, bądź przez potoki, spływające na południe z ustępującej ku północy krawędzi lodowca diluwialnego. Dawne ujścia Prawisły zostały użyte przez dawne jej lewe dopływy, Łabę i Odrę.

Wpływ na przerzucanie łożyska wywierają też zatory lodowe, oraz tamy roślinne wśród bujnej roślinności zwrotnikowej.

2) *Przekrój pionowy biegu rzeki* od źródeł do ujścia, to jest *pochyłość dna*, zmienia się w zależności od kształtu powierzchni dorzecza i natury skał. W pobliżu źródła pochylenie jest zwykle większe, a dalej coraz bardziej się zmniejsza; czasami jednak pochylenie zmienia się nagle. Te stosunki pochyłości wywierają wpływ na szybkość biegu wody, na *bystrość prądu*; prócz tego ma tu wpływ

i szerokość łożyska: gdy łożysko się zwęża, bystrość prądu się zwiększa, gdyż nadpływająca szerokiem korytem ilość wody, aby odpłynąć ciasnym łożyskiem, musi płynąć prędzej. Przy wielkiej bystrości prądu, wywołanej bądź nierównością dna, bądź zwężeniem łożyska, powstają tak zwane *prądy* lub *prądowiny*. Jeżeli zaś nierówność dna występuje tak nagle, że ujawnia się znaczną nierównością powierzchni wody, to powstają różne postacie *wodospadów*, od nieznacznych, niewiele różnych od prądowin (*katarakty*), przez wyraźne spadki stopniowe (*kaskady*, *szypoty*)



Fig. 102. Wodospad.

do spadków o jednolitej ścianie wodnej (*wodospady właściwe*). Fig. 102.

Wodospady, jak to z powyższego widać, są skutkiem albo pierwotnie nierównej powierzchni kraju, której rzeka nie zdołała wyrównać w swoim łożysku, albo też wynikają stąd, iż rzeka, wrzynając się, natrafiła w pewnym miejscu na twardą skałę, której przerznąć dotąd nie zdołała, podczas gdy poniżej tej zapory, w skałach miększych, wierznęła się głębiej.

Wodospady podlegają szybkiemu zniszczeniu, zwłaszcza w tych wypadkach, gdzie ich

krawędź składa się z warstw twardych, spoczywających na miękkich: woda wypłukuje z pod spodu miękkie, a twarde, pozbawione podstawy, obłamują się. Tym sposobem wodospad cofa się wciąż w górę rzeki, zniżając się zarazem; przykładem tego jest wodospad Niagary a także Narowy (odpływu jeziora Pejpus). Ob. fig. 103.

Z tego wynika dalej, że wodospady są zwykle cechą młodości rzek, gdyż przy dostatecznym czasie rzeka byłaby je już zrównała; stąd to tak liczne wodospady w rzekach Skandynawskiej wyżyny.



które zaczęły swą pracę erozyjną dopiero po epoce lodowej. Zresztą czasami wodospad może powstać wskutek nowych zmian (np. ruchów górotwórczych) na dnie łożyska, dawniej już wyrównanego.

Prądowniny i katarakty niezmiernie utrudniają żeglugę (osobni sternicy są potrzebni do przeprowadzania statków przez porogi Dnieprowe), kaskady zaś i *wodospady* zupełnie ją przerywają: trzeba towary wyładowywać i obwozić je łądem, albo kopać kanały obwodowe (np. kanał, omijający wodospady Trolhätta na rzece Gota).

Podobnie jak każdy załom spadku, polegający na miejscowym zwiększeniu spadku, przyspiesza erozję i dodaje jej siły, tak w miejscu, gdzie spadek nagle się zmniejsza, rzeka traci siłę erozji, ba nawet nieraz i moc transportowania наносów. Tutaj tworzą się wskutek tego *nasypy rzeczne*, po części w samym korycie rzeki (mielizny i wyspy, zarośnięte *ostrowy* i nagie *kępy*), po części znów w jej sąsiedz-

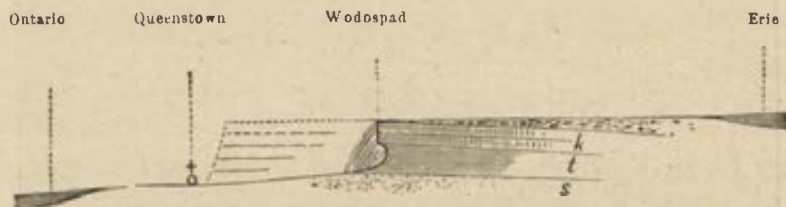


Fig. 103. Niagara.

s—piaskowiec, t—lupek gliniany, k—wapień.

twie, zwłaszcza w czasie powodzi i przesuwania się łożyska w formie *równi napływowych* obszaru zalewowego („*napływisko*“) lub też *stożków napływowych* (fig. 104). Zespoły form akumulowanych i erodowanych wiążą się ze sobą w skomplikowane systemy. Każda nowa zmiana spadku powoduje bądź to zasypanie form dawniej wgłębiowych, bądź też przecięcie form, dawniej akumulowanych. Tym sposobem analiza form dolinnych stała się w nowoczesnej morfologii jednym z najlepszych środków do odgadywania i odtworzenia ewolucji ziemi.

W związku ze zmianami wielkości, spadku i bystrości prądu, które spotykamy w ciągu biegu rzeki, dzielimy go zwykle na trzy części: *bieg górny*, *średni* i *dolny*.

W *biegu górnym* w pobliżu źródeł, najczęściej w górach, rzeka płynie śród doliny wąskiej, zwykle nie wiele szerszej od łożyska (*debra*); często niema tu nawet miejsca na ścieżkę nadbrzeżną, trzeba nieraz wyrąbywać nyże w skałach lub budować galerje na

palach (mosty wzdłuż rzeki!). Woda rzeki w tym górnym biegu pędzi bystro (bystrzyce), tworzy wiele wodospadów, jest niezdatna do żeglugi, służy tylko do spławu drzewa, bądź zbitego w tratwy, bądź oddzielnymi sztukami; zato ma ważne znaczenie jako motor poruszający młyny, tartaki, fabryki; stanowi to poważne źródło bogactwa dla kraju, szczególnie takiego, gdzie niema innego motoru (węgla kamiennego), np. w Skandynawji, Lombardji.

Z powodu wielkiego pędu wody, siła erozyjna rzeki w górnym biegu jest największa: rzeka unosi tu wielkie głazy, i tocząc



*De Martonne.*

Fig. 104. Stożek napływowy bystrzycy (Riou Bourdou, Ubaye, Francja).

je po dnie, potęguje swą siłę erozyjną; szczególnie ma to miejsce u stóp wodospadów, gdzie głazy te, wprawione przez spadającą wodę w ruch wirowy, wydrążają głębokie kotły (marmity).

W *biegu średnim* dolina rzeki jest już znacznie szersza od łożyska, które tworzy jakby dolinę w dolinie; pęd wody jest spokojniejszy, dogodny dla żeglugi; zresztą i tutaj zdarzają się czasami wodospady, przerywające na chwilę żeglugę; prócz tego przeszkodą

w żegludze są tutaj *mielizny*, osadzone ze żwiru i piasku, gdyż z powodu zwolnienia pędu, unosząca siła rzeki słabnie i grubszy materiał opada na dno. Mielizny te są zmienne, gdyż erozja walczy z osadzaniem: w czasie wysokiego stanu wody, gdy pęd jej się wzmacnia, rzeka porywa znów materiały osadzone przez siebie poprzednio i przenosi na inne miejsce.

W *biegu dolnym* erozja prawie zupełnie ustaje, zapanowują osadzanie, i to najdrobniejszego materiału — mułu, który odznacza się wielką urodzajnością; stąd kraje zbudowane z mułu rzecznoego słyną z urodzajności (Żuławy na dolną Wisłę, Lombardia, Bengalja, Egipt i t. d.).

Nie wszystkie rzeki jednak mają bieg odpowiadający temu schematowi: niektóre posiadają tylko „bieg górny“ (np. rzeki Norwegji, które nieraz wodospadami rzucają się do fjordów); inne — tylko bieg średni i dolny (rzeki nizin, np. Skalda); inne znowu mają niby parę biegów górnych, np. rzeki Afryki, które w pobliżu ujść przerzynają się przez góry i tworzą tu wodospady, jest to ich drugi bieg górski.

W ostatnich czasach zaczęto dzielić bieg rzeki tylko na dwie części: *górski* i *nizinowy*; na tej podstawie dzielimy rzeki na *jednorodne* i *różnorodne*; pierwsze mają tylko jeden gatunek biegu, drugie składają się z różnych biegów.

Trzeba przytem zauważyć, iż rzeki wyżynowe, zwłaszcza w pobliżu krawędzi wyżyny, t. j. w pobliżu końca swego wyżynowego biegu, mają zwykle charakter nie rzek nizinowych, lecz górskich, mianowicie: głębokie skaliste łóżysko, pęd bystry, liczne prądowniny. Typowym przykładem rzeki wyżynowej jest Kolorado lub którakolwiek z rzek wyżyny Podolskiej.

3) *Stosunek biegu rzeki do plastyki*. Rozpatrując bieg rzeki, łatwo przyjść do przekonania, że z reguły, lecz nie zawsze, zależy od plastyki dorzecza. Ze względu więc na *stosunek rzek do ich dorzeczy* można rzeki podzielić na zgodne i niezgodne.

*Rzeka jest zgodna* z ukształtowaniem dorzecza, 1) jeśli od chwili powstania rzeki, która wyłobiła sobie łóżysko zgodne z kształtem kraju, kształt ten nie uległ radykalnej zmianie: rzeka i dorzecze pozostały mniej więcej w stanie *pierwotnym*; 2) jeśli w miarę, jak kształt kraju ulegał zmianie, i rzeka ulegała odpowiednio zmianie kierunku, *przystosowywała się*.

*Rzeka jest niezgodna* z ukształtowaniem dorzecza, przerzyna się wpoprzek najwyższych nieraz gór z przyczyn, któreśmy już wyświełtli przy rozpatrywaniu genezy dolin wyłomowych. Cały system rzek

może być w stosunku do morfologicznego ukształtowania dorzecza starszy od dzisiejszej rzeźby (*przetrwale*), ostatnim śladem dawnego ukształtowania (*przekazanym*) lub też mógł powstać wskutek świeżych zmian w dorzeczu, spowodowanych erozją wsteczną i kaptazami (*zdobywczym*).

Z powyższego wynika, iż rzeki są rezultatem walki między siłą erozyjną i siłami tektonicznymi, i że pod względem swego stosunku do dorzecza, a zarazem pod względem swego *powstania*, dadzą się podzielić na następujące kategorie i podkategorie:

- |                           |   |                                                                                      |
|---------------------------|---|--------------------------------------------------------------------------------------|
| 1) <i>Rzeki zgodne</i>    | { | a) <i>pierwotne</i><br>b) <i>przystosowane</i>                                       |
| 2) <i>Rzeki niezgodne</i> | { | a) <i>przetrwale</i><br>b) <i>przekazane</i><br>c) <i>zdobywcze (często złożone)</i> |

Rozpatrując rozwój sieci wodnej na równi nadbrzeżnej, niedawno dopiero z dna morskiego wynurzonej, *Davis* doszedł do następującej klasyfikacji dolin, opartej na ich *stosunku do pierwotnego nachylenia i pierwotnej struktury powierzchni ziemi* (fig. 105): rzeki, które spływały po świeżo powstałej pochyłości równoległe do siebie w kierunku ogólnego spadku, utworzyły doliny *zstępne (konsekwentne)* <sup>1)</sup>. Ich dopływy, szybko erodujące w pokładach mniej odpornych, zależne więc już od ich przebiegu, a więc struktury wewnętrznej ziemi, zwano *następczymi* (subsekwentnymi). Do nich należą przedewszystkiem rzeki przystosowane.

Na ich stokach rozwijają się dalsze podrzędne dopływy, po części zgodnie z ogólnem nachyleniem terenu i warstw (*wtórne, resekwentne*), po części wręcz w przeciwnym kierunku (*zwrotne, obsekwentne*). Pozostają wreszcie jeszcze niektóre drobne dolinki, zależne w swym kierunku jedynie od miejscowych, a nie ogólnych warunków: tego rodzaju dolinki nazywamy *obojętnymi (przydolinki)* (insekwentnymi). Zaznaczyć jednak należy, iż w górach o zawilej strukturze tektonicznej rozstrzygnięcie, do którego z wymienionych typów dana dolina należy, jest rzeczą nieraz nad wyraz trudną.

d) *Ujście rzeki*. Dwie kwestje mamy tu do rozważania: *miejscę ujścia i formę ujścia*.

1) *Co do miejsca*, to może niem być albo morze, albo jezioro zamknięte, albo wreszcie obszar piaszczysty pustyni.

<sup>1)</sup> Są to więc rzeki albo z pierwotną powierzchnią zgodne, albo też niezgodne, a wówczas przetrwale lub przekazane.

W pierwszym razie rzeka zowie się *zewnątrzną* lub *przymorską* (peryferyczną), a obszar jej — *odpływowym*; w dwóch drugich — zowie się *wewnętrzną* albo *kontynentalną*, a obszar jej — *bezodpływowym*. Obszar bezodpływowy zajmuje 23% powierzchni lądu; składają się nań znaczne przestrzenie centralnej Eurazji, Sahary i Kalahari, środkowej Australji i małe zresztą przestrzenie północnej Ameryki. Przyczyną istnienia rzek bezodpływowych jest niedostateczna ilość wody w stosunku do suchości klimatu: rzeka płynie dotąd, póki ilość wody nadpływającej nie pochłania intensywne parowanie pustynne. Rzeki, biorące początek w okolicy obfitującej w wodę, są wyjątkowo w stanie pokonać napotkaną na swej drodze pustynię i przedostać się przez nią do morza (Nil, Indus, Kolorado).

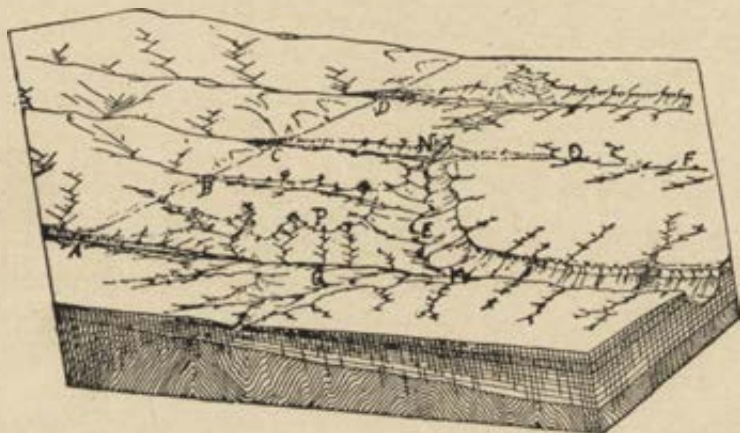


Fig. 105. Rozwój sieci hydrograficznej na pochylności równi nadbrzeżnej (według Davisa).

*AM* zstępcza, *NM* następcza, *BE* wtórna, *ON* zwrotna, *PQ* obojętna dolina.

Rzek wewnętrznych posiada najwięcej Azja, jako część świata najbardziej kontynentalna: dzieli się ona wskutek tego, jak wiadomo, na dwie zupełnie różne części: Azję bezodpływową (centralną) i Azję odpływową (peryferyczną).

2) *Co do formy ujścia*, to może ono być *deltowe* lub *bezdeltowe*, stosownie do tego, czy rzeka zbudowała, tracąc siłę transportowania wskutek utraty ruchu, przy ujściu ze swego mułu obszar napływowy, niski i błotnisty, czy też nie. Ponieważ woda rzeczna przy ujściu traci tylko zwolna swój ruch a nadto jako słodka pływa jakiś czas na słonej wodzie morza, muł wyniesiony w głąb morza

osiada pierwotnie tylko na dnie, a dopiero z czasem wyrasta ponad powierzchnię wody. Śród takiego obszaru rzeka zwykle (choć nie zawsze) dzieli się na liczne odnogi (dziejceje), z których w niektórych wypadkach dwie są główne (np. u Wisły, Niemna, Nilu i t. d.)



Fig. 106. Szybkorosnąca delta rzeki Mississippi.

i nadają temu obszarowi kształt trójkąta; stąd powstała jego nazwa (stosowana pierwotnie tylko do ujścia Nilu), albowiem grecka litera D ( $\Delta$ ), nazywająca się delta, ma, jak widzimy, kształt trójkąta. (Fig. 106). Dawniej więc pojęcie delty, jako formy ujściowej, opie-

rało się na kształcie (trójkątnym), było *morfograficzne*; obecnie opiera się na pochodzeniu (napływowy stożek ujściowy, powstały z mułu rzecznoego), jest *genetyczne*. Obecnie więc np. ujście rzeki Ebro uważamy za deltę, choć rzeka nie dzieli się tu całkiem na odnogi; odwrotnie zaś ujścia Amazonki nie uważamy za deltę, choć rzeka dzieli się na trójkątne odnogi (wyspa ujściowa Marajo jednak nie jest z mułu rzecznoego, lecz starsza, skalista).

Charakterystyczną jest struktura delt, zbudowanych z rozsegregowanych i uwarstwionych materiałów rzecznych, nachylonych pod wodę bardziej niż nad wodą. Miąższość osadów w deltach bywa bardzo znaczna — dochodzi do stu i więcej metrów; — wysuwają się one czasami tylko zwolna w głąb morza (Ebro, Nil, 2—4 m. rocznie), w innych zaś wypadkach ogromnie szybko (Mississippi 40—100 m., Terek prawie 500 m). Wzrost delt stosuje się do tych samych czynników, które wogóle wpływają na tworzenie się delt.

*Dlaczego jedne rzeki tworzą delty, drugie nie?* Nie zależy to jedynie od ilości „zawiesiny“ w rzece, albowiem nieraz rzeki, obfitujące w muł, nie tworzą delt, a ubogie weń — tworzą takowe; tak np. Garonna, nie tworząca delt, transportuje znacznie więcej mułu, niż Wisła, która tworzy deltę. Nie dowodzi to naturalnie, żeby obfitość osadów nie miała żadnego wpływu na powstawanie delty, tylko — że delty zależą także i od innych warunków, które wpływ pierwszego mogą zniweczyć; tak np. obfitość osadów nie przyniesie żadnego rezultatu, gdy morze przy ujściu jest bardzo głębokie, lub gdy silny przybrzeżny prąd morski te osady unosi. Tak więc warunkami sprzyjającymi powstaniu delty są obfite osady oraz morze płytkie i spokojne. Jeszcze większy wpływ wywiera zmiana linji brzegowej: zmiana negatywna sprzyja tworzeniu się delt, pozytywna utrudnia je.

Rzeki oceaniczne często mają skutek erozyjnego działania przypływów, wstępujących w górę rzeki, ujścia rozszerzone lejkwato (*estuarja*), np. Łaba, Wezera, Tamiza i t. d.

e) *Ilość wody w rzece* ulega w ciągu roku większym lub mniejszym wahaniom; najstalszy poziom mają, jak wiadomo, rzeki, wypływające z lodowców, t. j. alpejskie, oraz wypływające z jezior; — najbardziej zmienny te, które płyną w klimatach o wybitnych okresach opadowych; deszczowym i suchym; rzeki takie 'podlegają *perjodycznym wylewom* (Nil), a w czasie nizkiego stanu niekiedy zupełnie wysychają (*rzeki okresowe, zwory*), np. australskie *creek*, arabskie *wadi*, włoskie *fiumary*.

Znając przekrój łożyska i prędkość wody danej rzeki, możemy obliczyć ilość odpływu. Stanowi ona tylko pewien procent opadów (*współczynnik odpływu*, w Europie od 15 do 50%), przyczem wahania ilości odpływu spowodowane są nie tylko bezwzględną wysokością opadów, lecz też ich rozdziałem na pory roku oraz formą (deszcz czy śnieg), intensywnością parowania, dalej nachyleniem i przepuszczalnością powierzchni zlewiska i jakością szaty roślinnej, przykrywającej go.

Wahania w stanie wody mogą mieć i inne przyczyny, jak np. zatory lodowe na rzekach, zwłaszcza płynących ku północy (Wisła, Pieczora), podobnież tamy roślinne na rzekach zwrotnikowych (Nil Biały); nawet silny wiatr, wiejący w górę rzeki, może przy niewielkim spadku wywołać wylew, np. na Wiśle tak zwana „morka“ w czasie wiatru, wiejącego od Bałtyku; wiadomo też, że w czasie wiatru od zatoki Fińskiej Nawa grozi zalewem Piotrogradowi. Zwężenia łożysk potęgują wylewy w częściach rzeki powyżej leżących, np. rzeki węgierskie silnie wylewają wskutek zwężenia Dunaju w Żelaznej Bramie, przez które woda nie może dość prędko spłynąć. Niektóre rzeki, płynące na obszarze lodu gruntowego, znikają po silnych deszczach (gdyż deszcze rozpuszczają lód gruntowy i woda rzeki wsiąka). Pewne rzeki Azji centralnej znikają właśnie w zimie, gdyż z powodu wielkich mrozów oraz małej wody zamarzają aż do dna, a wskutek suchości powietrza kontynentalnych obszarów lód szybko ulatnia się.

Znając i zestawiając średni wodostan rzeki danej w poszczególnych dniach lub miesiącach roku, otrzymujemy t. zw. *krzywą roczną wodostanu*, linję, która jest nie mniej pouczającą dla naukowego poznania rzeki, jak ważną dla życia praktycznego. Do niej zastosować się muszą wszelkie prace regulacyjne i kanałowe i wszelka działalność, mająca na celu ochronę sąsiadujących z rzeką obszarów przed powodzią.

Najwyższe wodostany, połączone zazwyczaj z wylewami, tłumaczą się na rzekach naszych: 1) wiosennem taniem śniegu, (powódź wiosenna, *zrutka*), 2) obfitymi opadami letnimi (powódź letnia, *narémnica*), 3) utrudnieniem odpływu wskutek zatorów lodowych, 4) miejscowymi warunkami, jak wachlarzowatym zbiegiem kilku dopływów w jednym miejscu lub zatarasowaniem wody w bocznym dopływie wysoką wodą w rzece głównej, wreszcie 5) utrudnieniem odpływu wód przy ujściu, dajmy nato, wskutek silnego wiatru przeciwnego, wiejącego od ujścia w górę rzeki. Nizkie wodostany przypadają u nas na późne lato (mało opadów, silne parowanie) i zimę (brak dopływów).



### 3. Jeziora.

a) *Morfologia jezior*. Jeziora, jak wiadomo, są to kotlinowate zagłębienia ładu, czyli tak zwane „wanny“, „miednice“, napełnione wodą.

*Napełnienie wodą* mogło nastąpić albo przy pomocy źródeł bijących wśród zagłębienia, wskutek położenia dna zagłębienia poniżej poziomu wody gruntowej, albo przez rzekę płynącą, która napotkała przerwę w ciągłości spadku czyli tamę i nie zdołała jej przerznąć, lub przerznęła tylko w części górnej, nie sięgnąwszy do poziomu dna miednicy; albo wreszcie przez morze, które bądź, ustępując z pewnego obszaru, pozostawiło swą wodę w jego zagłębieniach, bądź wkraczając, przerwało tamę, dzielącą je od depresji i zalało takową. Napełnienia wodą deszczową są bardzo zmienne i nietrwałe.

Kotlinowate zamknięcie zagłębień jeziornych może być albo zupełne, tak, iż zbyteczna woda uchodzi tylko przez parowanie lub wsiąkanie w grunt porowaty i szczelinowaty; albo niezupełne, tak, iż zbyteczna woda przelewa się przez obniżenie w krawędzi kotliny i odpływa jako rzeka. Stąd jeziora dzielą się na *zamknięte* (*bezodpływowe*) i *otwarte* (*odpływowe*); te ostatnie mogą odpływać niekonięcznie do morza, lecz do jeziora zamkniętego (np. jezioro Genezaret, odpływające do jeziora Martwego). Formą pośrednią są jeziora tylko *pozornie bezodpływowe*, t. j. mające *odpływ podziemny* przez pory i szczeliny gruntu („beredna“); oraz jeziora *perjodycznie odpływowe* w czasie wysokiego stanu wód).

*Woda jezior* odpływowych (oraz pozornie bezodpływowych) jest z nielicznymi wyjątkami „słodka“ t. j. bez smaku, taka, jak w rzekach; słoną jest tylko wtedy, gdy jezioro takie jest zasilane przez źródła słone; powstanie jeziora z morza, t. j. pierwotne napełnienie kotliny wodą morską, nie ma tu znaczenia, gdyż rzeki, przepływając przez jeziora, zmieniają wkrótce wodę słoną na słodką, „wysładzają jeziora“.

Woda jezior bezodpływowych jest słona, podobnie jak w morzach (nieraz nawet bardziej), stąd niektóre jeziora słone („*solońce*“) nazywają niewłaściwie „morzami“ (morze Martwe, morze Kaspijskie). Słonność wody jezior zamkniętych pochodzi stąd, iż woda rzeczna zawiera zawsze pewną, choć bardzo nieznaczną i w smaku niedostrzegalną, ilość rozpuszczonej soli; w jeziorach zamkniętych rzeka nie płynie już dalej, nadmiar przynieszonej przez nią wody ulatnia się, podczas gdy zawarta w niej sól pozostaje w jeziorze. Proces

taki, odbywając się przez wieki, musiał nagromadzić w jeziorach zamkniętych tak znaczną ilość soli, iż woda ich otrzymała wyraźny smak słony.

Czasami jednak zdarzają się jeziora zamknięte z wodą słodką (lub mało słoną, słonawą); ma to miejsce wtedy, gdy jezioro jest tylko pozornie zamknięte, posiada odpływ podziemny (jeziora krain wapiennych lub z gruntem luźnym, np. niektóre jeziora Pojezierza); albo gdy zamknięciem jest dopiero od niedawna, tak iż sól nie miała jeszcze czasu nagromadzić się; albo gdy jezioro tylko chwilowo staje się zamknięciem (w czasie suszy); dalej, gdy wskutek zmiany klimatu na wilgotniejszy, z drobnego jeziorka słonego utworzyło się przez obfity napływ wody jezioro daleko większe. Wreszcie, gdy grunt okoliczny, z którego rzeki płyną, nie posiada soli.

Jeziora zamknięte ulegają znacznym *wahaniom poziomu wody* (w zależności od opadów), a w razie niskich brzegów—także i znacznym zmianom powierzchni (np. jezioro Cad jest w czasie deszczów kilka razy większe niż w czasie suszy), tak iż niekiedy przy wysokim poziomie wody średnia głębokość jeziora jest *mniejsza*, niż przy niskim (jeziora stepowe i pustynne, *bałki*).

*Rozkład jezior* zależy od rozkładu zagłębień kotlinowatych, zgóry więc można wymienić obszary, gdzie jeziora występować mogą. Będą to mianowicie obszary, gdzie nad erozją rzeczną górę biorą inne procesy morfologiczne, stwarzające miednice. To zaś znów może mieć miejsce albo tam, gdzie erozja jest *słaba* w stosunku do innych sił kształtujących (tektonicznych, glacialnych, wulkanizmu i t. d.); albo tam, gdzie działa od *niedawna*.

Słabą jest erozja tam, gdzie klimat jest suchy (stąd liczne jeziora w Azji centralnej) lub gdzie grunt jest szczelinowaty, tak iż woda płynąca znika pod ziemią (jeziora Krasu, Jury). Niedawno działa erozja na zagłębienia kotlinowate, albo tam, gdzie same kotliny powstały niedawno, a więc w górach tektonicznie młodych, a zwłaszcza w wulkanicznych, gdyż wulkany wytwarzają kotliny szybko; albo tam, gdzie woda niedawno zaczęła płynąć, jak to ma miejsce na obszarach, niedawno wynurzonych z morza (stąd niektóre jeziora nadbrzeżne), oraz na obszarach, które niedawno dopiero pozbyły się pokrywy lodowcowej; tem tłumaczą się liczne jeziora w okolicach Bałtyku i zatoki Hudsonskiej, oraz jeziora wysokich gór (np. alpejskie, tatrzańskie); przytem jeziora te w wyższych szerokościach sięgają podnóża gór (np. Alpy), w niższych zaś nie (Himalaje), albowiem w pierwszych pokrywa lodowcowa sięgała niżej, niż

w drugich. Związek pewnych grup jezior z dawnym zlodowaczeniem jest tak ścisły, że jeziora nazwano „przewodniemi skamieniałościami epoki lodowej“ (ob. str. 73). Wreszcie *niedawno* działa erozja tam, gdzie *niedawno* klimat suchy zmienił się na wilgotny.

b) *Powstanie albo geneza jezior*. Kwestja powstania jezior sprowadza się do kwestji powstania kotlinowatych zagłębień; zagłębienia zaś mogą powstać albo przez zbudowanie (*jeziora tektoniczne i akumulacyjne*), albo przez zburzenie (*jeziora erozyjne*); prócz tego zagłębienie o ciągłym spadku może być zamienione na kotlinowate przez wzniesienie wpoprzek jakiejś tamy (*jeziora tamowe*), albo może być resztką kotliny morskiej (*jeziora reliktowe*).



Fig. 107. Kołbanie (marmity).

1) *Jeziora tektoniczne* mogą powstać: a) na dnie fałdowej niecki o przerwanym spadku; b) na dnie zapadnięcia fosowatego (jezioro Martwe, Tanganika i wogóle jeziora rowu wschodnio-afrykańskiego, Loch-Ness, Wetter, j. Błotne); c) wskutek obniżenia się pewnej części dorzecza, przez co odpływ rzeki został wstrzymany; takiego pochodzenia są wedle niektórych autorów jeziora u stóp Alp. Zauważono bowiem, że cały obszar Alp po ich powstaniu uległ obniżeniu, czego dowodzi pochylenie dna jezior i niektórych tara-

sów nadrzecznych *ku* Alpom; d) czasami zapadnięcie może być skutkiem podmycia przez wodę (w krajach wapiennych, gipsowych i solnych); do takich należy zapewne jezioro Ochrida w Albanji i Janina w Epirze, leżące w skałach wapiennych; e) zapadają się też zakrzepłe pokrywy nad potokiem lawy, która wypłynęła, pozostawiając jaskinie (np. jezioro Myvatn w Islandji).

2) *Jeziora akumulacyjne*. Są to jeziora, leżące w zagłębieniach materiału nierówno usypanego; tu należą *jeziora morenowe* (np. na Bałtyckiem Pojezierzu), *kraterowe* w zagłębieniach wulkanów, *wydmowe* wśród grud piaszczystych (te ostatnie mogą wędrować, parte przez posuwającą się wydmę) i t. d.



Fig. 108. Rybie jezioro w Tatrach.

3) *Jeziora erozyjne* mogły powstać: wskutek *erozji wirującej wody* u stóp wodospadu (kotły, kołbanie, fig. 107, marmity), gdy rzeka zmieni łożysko; wskutek chemicznej erozji wody w krasach (jeziora wertebowe, perjodyczne jeziora pól krasowych). Wskutek *erozji lodowcowej*; przykładem są wysokogórskie jeziora w tak zwanych cyrkach (niektóre jeziora tatrzańskie) (fig. 108). Wskutek *erozji wietrzanej*, mianowicie, gdy wiatr wywieje materiał zwietrzały; zresztą zagłębienia tego rodzaju, występujące w pustyniach, rzadko są napełnione wodą, zwykle są wyłożone gliną i skorupą solną, pozostającą po wyparowaniu wody (*playa*). Dalej wskutek *eksplozji wul-*

*kanicznej*, t. j. wybuchu, który wyrwał w ziemi otwór, tak zwane *maary*. Spotykamy je w Eifelu, Owernji, górach Albańskich pod Rzymem. Zresztą maary mogą też powstać przez zapadnięcie się gruntu, podminowanego z dołu ognistą lawą, która, roztopiając skały, wytwarza jaskinie. Wreszcie jeziora mogą powstać wskutek działania *ognia* naziemnego; wypalone torfowiska pozostawiają zagłębienia, które z czasem napełnią się wodą; jeziora takie, zwane *wyzarami*, znajdują się np. w gub. Mińskiej.

4) *Jeziora tamowe* dzielą się na różne gatunki, stosownie do natury tamy.

Tama mogła powstać przez osadzenie moreny, przez stoczenie się rumowiska z góry, przez osady dopływu, które napełniły rzekę główną; odwrotnie woda rzeki głównej, podnosząc szybko dno swoje przez osadzanie mułu, może zatamować dopływy, które przy ujściach zmieniają się w jeziora mniej więcej prostopadłe do rzeki głównej (np. jeziora wzdłuż Noteci w Poznańskim). Bobry w Ameryce Północnej budowlami swemi zatamowują rzeki, które tworzą jeziora; po spłynięciu jezior pozostają wśród puszczy polanki łąkowe. Potok lawy może zatamować rzekę i utworzyć jezioro, np. jezioro Yellowstone w „Parku Narodowym“. Lodowiec, przyrastający, może zatamować rzekę; powstające tym sposobem *jeziora lodowcowe* są nietrwałe; parcie wody niszczy tamę, a wtedy masy wody i kawałów lodu rzucają się na niższą część doliny, sprawiając straszliwe zniszczenie.

5) *Jeziora reliktowe, szczątkowe* stanowią osobną grupę jako szczątki dawnych mórz, których dno wydzwignięte zostało i dziś przeważnie sucho leży. Nie tłumaczy to genezy samego zagłębienia jeziornego, raczej zawartości organicznej, nieraz i cech chemicznych wody jeziornej. Zdołano jednak wykazać (*Credner*), że liczne organizmy oceaniczne zawędrować i dostosować się mogą do wody jeziornej; tym sposobem niejedno jezioro, dawniej uważane za reliktowe, okazało się pochodzenia lądowego.

Należy tu wreszcie zauważyć, że powyższe kategorie jezior nie występują zwykle w formie zupełnie czystej, t. j. niezłożonej; najczęściej na powstanie kotliny jeziornej składa się wiele przyczyn: każde dane jezioro należy zwykle równocześnie do paru kategorii. Tak np. na powstanie cyrkowych jezior alpejskich i tatrzańskich wpłynęło też w większym lub mniejszym stopniu zatamowanie morenowe. Wszystkie prawie jeziora ulegają szybkiemu zabagnieniu i znikają nawet całkowicie.

Pochodzi to stąd, iż rzeki wpadające do jezior napełniają zagłębienie rumowiskiem i mułem, oraz stąd, iż rzeki wypływające z jezior, pogłębiając przez erozję swe łożyska, sprowadzają naturalne spuszczenie jezior. Wskutek tego podwójnego działania — wypełniania zagłębień i ułatwiania odpływu wody, jeziora zmniejszają się, rozpadają na drobne, zabagniają się, „wygasają“. Najszybciej znikają jeziora w górach i to w dżdżystych, gdyż tam i gromadzenie osadów na dnie, i erozja odpływu działają najenergiczniej; stąd np. na południowych stokach Himalajów, najobfitszych w deszcze na ziemi, nie spotykamy jezior, a na północnych stokach, suchych, znajdują się takowe. Jednak i na równinach, w ciągu długich perjodów czasu, jeziora ulegają znacznym zmianom. Przykładem tego jest okolica goplańska: stanowiła ona niegdyś wielkie jezioro, które następnie rozpadło się na kilka drobniejszych, jak Gopło, Sleszyńskie i inne; jezioro Sleszyńskie spływało dawniej do Warty, lecz następnie, zapewne wskutek podniesienia się dna i poziomu tej rzeki (przez osadzanie mułu), jezioro otrzymało przewagę na północ ku Gopłu, a dawny odpływ do Warty, Goplenica, wysechł.

Znikające jeziora zmieniają się z początku w *bagna*; zabagnienie jeziora może być przyspieszone przez bujną roślinność wodną, bądź zarastającą dno jeziorne, bądź pływającą i tworzącą kożuch (*trzesawisko*). Tym sposobem zabagnienie jeziora pod wpływem roślinności może postępować dwiema drogami: albo z dołu do góry (osadzanie gnijącej roślinności na dnie), albo z góry na dół (grubienie kożucha, który z czasem dosięga dna). Wówczas przechodzi jezioro w *torfowisko* (wyżynne lub nizinne), stosownie do składu roślinności; tylko w okolicach suchych i obszarach o wysokiej temperaturze powietrza brak torfowisk.

## II) Woda morska.

### 1. Rozmieszczenie i poziome ukształtowanie morza.

Rozmieszczenie morza jest naturalnie uwarunkowane rozmieszczeniem lądu, a rozeźlonkowanie *morza całego, wszechoceanu*, na pojedyncze *oceany, morza, zatoki i cieśniny*, jest uwarunkowane rozeźlonkowaniem lądu na pojedyncze *światy, lądy, półwyspy i wyspy*.

Wiadomo więc nam już z nauki o lądzie, że woda morska zajmuje głównie półkulę południowo-zachodnią, że w pobliżu bieguna południowego morze oblewa ziemię dokoła, stanowi obszar nieprzerwany, ocean okołoziemny (*ocean Lodowaty południowy* czyli *Antarktyczny*). Od tego obszaru morze wysyła na północ odnogi, z których jedna (*ocean Indyjski*) kończy się wkrótce u południo-

wych brzegów Azji, podczas gdy dwie drugie (*ocean Wielki* i *Atlantycki*) sięgają daleko na północ aż do okolic koła podbiegunowego północnego, gdzie się spotykają z *oceanem Lodowatym Północnym* albo *Arktycznym*; przyczem połączenie oceanu Wielkiego z Arktycznym jest wąskie i płytkie (cieśnina Beringa), połączenie zaś Atlantyckiego — szersze i głębsze.

Oceany też wysyłają w ląd obszary wodne pomniejsze, *morza*, bądź leżące u krawędzi lądu (morza *skrajne*, które mogą być *otwarte*, albo *zamknięte* wyspami); bądź wnikające głęboko w ląd (morza *śródziemne*). Obszary jeszcze mniejsze nazywamy *zatokami*, odno-

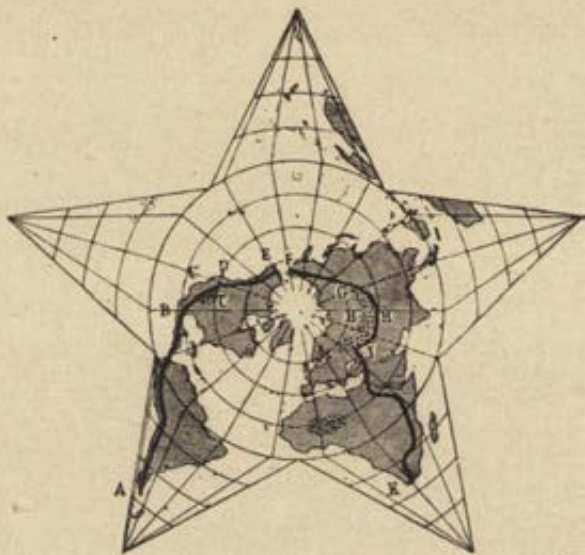


Fig. 109. Dział wód.

*gami* (mówiliśmy już o nich przy wybrzeżach). Różne części mórz łączą się nieraz ze sobą zapomocą *cieśnin*, które dzielą lądy lub wyspy, przecinając nieraz wpoprzek łańcuchy gór. Powstają one zwykle wskutek zapadnięć (cieśnina Gibraltarska), czasami wskutek erozji morskiej (Calais) lub zalewu dolin rzecznych (Matoczkin Szar). Rzadsze są cieśniny podłużne, powstałe przez zalanie dolin podłużnych; są one znacznie dłuższe od cieśnin poprzecznych (np. cieśniny Malacka, Tatarska, cieśniny u wysp Dalmackich).

Oceany są połączone morską brózdą poprzeczną, śródziemną, która, jako bróзда zapadnięcia, odznacza się zjawiskami wulkanicznymi i trzęsieniami ziemi; przerwy lądowe, dzielące tę brózdę: przesmyk Panamski i Sueski, są niedawnego pochodzenia (w póź-

nym trzeciorzędzie); obydwą zostały nanowo przekopane kanałem, a przecięcie pierwszego jest oddawna projektowane. Wzdłuż tej brzoźdy więc można obecnie opłynąć ziemię dokoła.

Brzegi oceanu Wielkiego (a poczęści i Indyjskiego) ciągną się równolegle do gór na lądzie, które przypierają prawie bezpośrednio do brzegów (*typ pacyficzny*). Brzegi zaś oceanu Atlantyckiego ciągną się poprzecznie do gór (*typ atlantycki*); dlatego *zlewisko* tego ostatniego, t. j. obszar, który *wysyła* mu swe wody rzeczne, jest daleko większy (65,0 mil. km<sup>2</sup>) niż zlewisko oceanu Wielkiego i Indyjskiego (31,2 mil. km<sup>2</sup>) (fig. 109).

Obszary oceanów (wraz z morzami ubocznymi).

|            |       |              |   |
|------------|-------|--------------|---|
| Atlantycki | 106,2 | miljonów km. | □ |
| Indyjski   | 74,9  | "            | " |
| Wielki     | 180,1 | "            | " |

Morze lodowate Arktyczne jest zaliczone do Atlantyku. Antarktyczne rozdzielone między powyższe trzy oceany.

Cały obszar oceanów z morzami wynosi 361,3 milionów km. □.

Że wzajemne stosunki rozkładu lądów i oceanów w dawnych epokach geologicznych ulegały zmianom, to o tem przekonywują nas warstwy osadowe ze skamieniałościami morskimi (osadzone więc na dnie morza), napotymane obecnie na lądzie, na znacznych nieraz wysokościach nad poziomem morza; niemniej osady lądowe (np. osady wód słodkich i węgiel kamienny), napotymane głęboko pod powierzchnią morza (w kopalniach i głębokich studniach), często pod warstwami morskimi. Jeżeli na obszarze jakimś występują warstwy morskie pewnej formacji, to dowód, że w odpowiednim okresie nastąpił zalew morski (*transgresja*); gdy jakiej formacji brak lub gdy występują osady lądowe, to dowód, że w odpowiednim czasie był *okres lądowy*. Wprawdzie formacja mogła uleże denudacji, ale i to dowodzi, że po jej osadzeniu znalazła się ona na lądzie. Niektórzy mimo to twierdzą, że lądy i głębiny oceaniczne są stałe, że (z małymi wyjątkami) nie zmieniły swego miejsca od chwili pierwszego powstania. Naturalnie, iż pojmują oni ląd obszerniej, t. j. wraz z mielizną przybrzeżną (mniej więcej do głębokości 200 m.), od której dopiero począwszy, dno spada stromiej ku znacznym głębynom. Postumenty te, wznoszące się ze znacznych głębów morskich, nie uległy zmianie, były zalewane tylko przez morze płytkie, gdyż osady morskie, spotykane na lądzie, są przeważnie płytkowodne. Wielka grubość warstw osadowych płytkowodnych da się wytłumaczyć tem, że w miarę gromadzenia się osadów dno pod ich ciężarem obniżało się, dając miejsce nowym osadom.



Kwestja stałości lub zmienności (permanencji) kontynentów i głębin oceanicznych jest dotąd sporną. W każdym razie nawet zwolennicy stałości przyznają, że pewne obszary są bardziej zmienne od innych: ocean Atlantycki jest świeższego pochodzenia, natomiast zagłębienie oceanu Wielkiego jest bardzo stare.

Historję lądów i mórz kreśli nam szczegółowo paleogeografia (ob. str. 73 i nast.).

## 2. Pionowe ukształtowanie morza.

(*Poziom morza, dno morskie*).

Przy ukształtowaniu pionowem morza mamy do rozważania dwie jego powierzchnie: górną, na zetknięciu z atmosferą czyli *poziom morza* i dolną, na zetknięciu z twardą skorupą czyli *dno morskie*.

a) *Poziom morza*. Gdyby cała ziemia składała się z wody jednakowego składu i była nieruchomą, natenczas jej wodna powierzchnia, na zasadzie wzajemnego przyciągania cząstek wody, przyjęłaby kształt powierzchni *doskonałej kuli*. Lecz ziemia znajduje się w ruchu; wskutek wirowania, jak wiadomo, rodzi się siła odśrodkowa, powierzchnia więc morza musi przyjąć pod wpływem dwóch sił, przyciągania cząstek i siły odśrodkowej, kształt powierzchni elipsoidu obrotowego (obacz wyżej, str. 30).

Ale nie dość na tem: nawet tak zmieniona, ale w każdym razie matematycznie prosta powierzchnia ostać się nie może, gdyż ziemia nie składa się wyłącznie z wody, lecz także i z lądów; lądy masą swą wywierają przyciąganie na wodę, w ich sąsiedztwie będącą. Wskutek tego powierzchnia jej u brzegów lądu wznosi się, i to rozmaicie, stosownie do wysokości lądów i ciężkości mas, je składających (średnio 2,6). Taką nieprawidłową powierzchnię fizyczną (przedłużoną w myśli pod powierzchnią lądów), która nie da się określić matematycznie, jednak niezbyt różni się od powierzchni elipsoidu obrotowego, nazwano powierzchnią *geoidu*. Tak więc powierzchnia morza czyli *poziom morza* jest *powierzchnią geoidu*. Ta deformacja (odkształcenie) elipsoidu przez przyciąganie lądów jest jednak zmniejszona przez większą, jak się zdaje, gęstość skorupy ziemskiej pod dnem morskiem, która swem przyciąganiem przeciwdziała przyciąganiu lądów. To też deformacje te nie są tak znaczne, jak dawniej sądzono: według nowszych obliczeń powierzchnia geoidu nigdzie nie zbacza od powierzchni elipsoidu więcej niż na  $\pm 200$  m (Helmert).

Prócz tego nie wszędzie jednakowe rozgrzanie i słoność, a więc i gęstość wody morskiej, oraz panujące ciśnienie powietrza i kierunek wiatru, napędzającego wodę ku pewnym wybrzeżom, mogą wywoływać nieznaczne, ale trwałe różnice poziomu (o zmianach chwilowych, spowodowanych falami i przyływami, będzie mowa niżej).

b) *Dno morza*. Dno morskie można rozważać: 1) ze względu na jego ukształtowanie czyli plastykę i 2) ze względu na jego *skład*,

1) *Plastyka dna*. Jak ukształtowanie powierzchni lądu po. znajemy zapomocą pomiarów wysokości, tak ukształtowanie dna morskiego — zapomocą pomiarów *głębokości*; te ostatnie są daleko trudniejsze, a więc rzadsze, dlatego dopiero w ostatnich czasach doszliśmy do lepszego wyobrażenia o ukształtowaniu dna oceanów.

Za największą głębokość obecnie uchodzą 9,780 m., znalezione w oceanie Wielkim na wschód wysp Filipin, podczas gdy w oceanie Atlantyckim znaleziono tylko 8,526 m. na północ Porto Rico a w oceanie Indyjskim w kącie między wyspami Sunda i Australją 7,000. Oceany: Arktyczny (3900 m.) i Antarktyczny (przeszło 4000 m.) są płytsze. Morza uboczne, z wyjątkiem niektórych śródziemnych (Amerykańskie (6269 m.) i Romańskie, 4400 m.), są znacznie płytsze: z morza Niemieckiego np. sterczałyby najwyższe szczyty kościołów, a z Azowskiego — nawet maszty zatopionych okrętów.

Na podstawie licznych pomiarów głębokości przekonano się, że ląd zanurza się pod wodę z początku bardzo łagodnie aż do 200 m. głębokości, tworząc t. zw. *szelf*; odtąd dopiero spada naglej do wielkich głębin.

*Plastyka dna* nie przedstawia wogóle takiego urozmaicenia, jak powierzchnia lądów: gdyby można było usunąć wodną zasłonę, pokrywającą przed nami dno morskie, to rozwinęłyby się przed nami krajobrazy niezwykle nużące swą monotonością (z nielicznymi wyjątkami, o których niżej), o pochyleniu tak małym, iż oko nie byłoby w stanie go zauważyć. Przyczyną tej monotonji jest po części to, że na dnie morza nie działają te siły zewnętrzne rzeźbiące, które urozmaicają powierzchnię lądu, wyłabiając doliny. Wszędzie więc prawie zalegają świeżo osadzone warstwy ziemiste o poziomem lub prawie poziomem uwarstwieniu; gdy bowiem świeże osady ułożą się tam zbyt pochyło, to nasiakając wodą ulegają łatwo zeszlizgiwaniu, które wyrówna powierzchnię. Za to bywają na dnie morza nierówności (budowy koralowe, stożki wulkaniczne, zapadnięcia tektoniczne), których jeszcze nie zdążyły pokryć osady, i których wówczas pochyłość z tego samego powodu (braku czyn-

ników zewnętrznych, burzących) jest tak znaczna, jak rzadko bywa na górach lądowych.

Z powyższego widzimy, że o ile plastyka lądu rzadko bywa w zgodzie z tektoniką, o tyle plastyka dna morskiego jest przeważnie wyrazem jego tektoniki.

Wyżej wspomniane (i podobne inne) znaczne głębiny (liczące przeszło 6000 m. głębokości), mają formę fos i powstały prawdopodobnie, jak i fosy lądowe, wskutek zapadnięć. Leżą one prawie wszystkie w pobliżu krawędzi lądów, bądź obecnych, bądź dawnych.

Na podstawie licznych pomiarów głębokości zdołano obliczyć też *średnią głębokość oceanów* i wogóle *oceanu*: głębokość średnia samego oceanu wynosi około 3870 m., mórz zaś ubocznych 1190 m., wszystkich oceanów i mórz razem 3680 m.

Tak więc średnia głębokość oceanu przewyższa blisko pięć razy średnią wysokość lądu (820 m.), choć maksymalna głębokość nie wiele się różni od maksymalnej wysokości. To pokazuje, że na lądzie wielkie wysokości są wyjątkami, przedstawiają pojedyncze *punkta*, na oceanie zaś wielkie głębiny są regułą, zajmują wielkie *obszary*.

Znając powierzchnię i średnią wysokość (głębokość) lądu lub morza, możemy znaleźć *objętość* (mnożąc podstawę przez średnią wysokość).

Mniej jednak pouczającymi są otrzymane tym sposobem olbrzymie cyfry absolutne, niż *stosunek* objętości morza do lądu; ponieważ powierzchnia morza jest  $2\frac{1}{2}$  raza większa, a głębokość 5 razy większa niż wysokość lądu, więc objętość morza jest  $2\frac{1}{2} \times 5 = 12\frac{1}{2}$  razy większa niż lądu, tak iż ląd, sterczący nad wodą, trzeba by  $12\frac{1}{2}$  raza wrzucić w głębiny morza, aby je całkowicie wypełnić. Ale to, co nazywamy zwykle lądem, stanowi tylko górne odcinki wyniosłości skorupy ziemskiej, sterczących ponad dnem oceanu: wyobraźmy sobie, że oceany wyschły, to natenczas odsłonią się podwodne postumenty lądów i będą sterczały ponad dnem morskim jak olbrzymie wyżyny; wzniesienie średnie tych wyżyn będzie = =średniej głębokości morza (3700 m.) + średniej wysokości lądu (800 m.) = 4500 m.

Objętość tak pojętego lądu, jako 5,6 razy wyższego, byłaby już tylko  $12 : 5,6 =$  blisko 2,2 raza mniejsza od objętości morza, więc tak pojęte lądy dałyby się tylko 2,2 razy wrzucić do głębin oceanów. Gdyby morze pochłonęło cały ten ląd, gdyby masa lądowa została zniesiona i jednostajnie na dnie morza ułożona, to

zalałoby ono całą ziemię na głębokość  $2\frac{1}{2}$  km., t. j. prawie tak wielką, jak najwyższe szczyty Tatr.

Wreszcie moglibyśmy znaleźć i stosunek *ciężarów*; skały są średnio cięższe od wody  $2\frac{1}{2}$  razy, a że objętość łądu jest prawie  $2\frac{1}{2}$  razy mniejsza, więc ciężary obu elementów są prawie równe.

2) *Skład dna morskiego*. Badanie osadów dna morskiego należy teoretycznie do badań twardej skorupy, jest ich dopełnieniem, ale praktycznie jest związane z pomiarami głębokości, albowiem sondy są tak urządzone, że wyciągają próbki materiałów dna. Dno morskie rzadko jest skaliste, najczęściej składa się z osadów miękkich. Osady te można podzielić na *brzegowe* (przybrzeżne, *litoralne*) i *morskie* (*pelagiczne*).

*Osady brzegowe (odpłuczyska morskie)*, występujące w morzu płytkim u wybrzeży łądów, składają się z materiałów rozkruszenia łądu, przyniesionych bądź przez rzeki, bądź przez fale morskie, które podmywają wybrzeże; osady te są sortowane i ułożone w naturalnym porządku: głązy, żwir, dalej piasek, wreszcie muł. Prócz tego występują tu materiały nawiane wiatrem z łądu (np. w morzu na zachód Sahary), oraz przyniesione z daleka na krach lodu lub górach lodowych. Tak np. dno morza Bałtyckiego, prócz piasku, zawiera mnóstwo głązów, pochodzących po części z łądolodu dyluwjalnego, po części, i to największej, z odłamków skalistych wybrzeży, odrywanych co wiosna z lodami, do których przymarzły: zatonięte okręty w Bałtyku, zwiedzane przez nurków, okazały się zasypane głązami.

*Osady morskie (odmiał morski)*. Osady łądowe nie mogą sięgać zbyt daleko od brzegu, gdyż prądy morskie płyną zbyt wolno, a w słonej wodzie morskiej osady prędeż, niż w słodkiej, opadają na dno; wiatr też niedaleko unosi materiał łądowy. To też zgóry można twierdzić, że osady otwartego oceanu mogą być tylko albo *organiczne*, albo *wulkaniczne* (bądź pochodzące z wybuchów podwodnych, bądź też zaniezione prądami, np. pumeks, pływający po wodzie), a w małej części *kosmiczne*. Materiał delikatny, pochodzący z łądu, mogą jednak nie tylko wiatry, lecz też prądy morskie zanieść w wyjątkowych wypadkach daleko w głąb oceanów. Osady te gromadzą się tam nadzwyczaj powoli, co widać stąd, że kości zwierząt dziś żyjących w oceanach napotyka się tam prawie razem z kośćmi zwierząt dawnych epok geologicznych; przez olbrzymi więc przeciąg czasu, dzielącego ich opadnięcie na dno, nie zdołała się osadzić dość gruba warstwa, któraby je oddzieliła.

Z próbek, wydobytych przy sondowaniach, okazuje się, iż największe obszary zajmują na dnie oceanu dwa rodzaje osadów: *muł globigerynowy* oraz *radjolarjowy* i *djatomowy* i *czerwona glina głębokowodna*.

*Muł globigerynowy* składa się ze skorupek wapiennych, radjolarjowy i djatomowy natomiast — z krzemionkowych, drobnych istot morskich. Dobrze nam znana kreda jest takim właśnie stwardniałym mułem, osadzonym przez organizmy podobne do globigeryn w okresie kredowym; często napotykanę w kredzie krzemienie świadczą, że i wtedy, jak obecnie, wraz z mułem wapiennym, osadzał się i krzemionkowy.

Ten muł głębokowodny sięga jednak niewiele głębiej, jak na 4000—5000 m., dalej miejsce jego zajmuje glina głębokowodna.

*Glina głębokowodna* stanowi zjawisko zagadkowe: jest prawie zupełnie pozbawiona organicznych składników. Wszakże ciągle deszcz skorupek globigerynowych padać musi zarówno na miejsca płytkie, jak i głębsze; gdzież więc podziewają się skorupki, opadające na większe głębie? Doświadczenie Buchanana zdawało się tę kwestję rozstrzygać: muł globigerynowy traktowany słabym kwasem, rozpuszczając swą zawartość wapienną, daje pozostałość czerwonawą, podobną do gliny głębokowodnej. Zawarty w wodzie morskiej kwas węglany, którego ilość wzrasta z głębokością, powtarza ten eksperyment na wielką skalę. Należy jednak zwrócić uwagę, że taką pozostałość czerwonawą daje muł globigerynowy, ale nie same skorupki; widocznie więc glina głębokowodna jest rozpowszechniona wszędzie wśród osadów dna, ale jej ilość procentowa rośnie ku głębinom, aż wreszcie zapanowuje wyłącznie. Pochodzi ona z rozkładu produktów wybuchowych, obfitujących w feldszpat; występowanie wulkanów w pobliżu morza, oraz na jego dnie, wyjaśnia taki charakter osadów.

### 3. Własności wody morskiej.

a) *Skład i smak wody morskiej*. Podczas gdy woda lądowa jest zwykle bez smaku, to woda morska ma smak gorzko-słony, czyniący ją niezdatną do picia, tak iż żeglarze muszą brać wodę do picia z lądu, którą w przeciwieństwie do morskiej, słonej, nazywają niewłaściwie „słodką”. Różnica między wodą rzeczną a morską polega zresztą nie tylko na ilości, ale i na składzie rozpuszczonych w nich soli.

Smak wody morskiej pochodzi z rozpuszczonych w niej części mineralnych, przeważnie *soli kuchennej, gorzkiej* i chlorku magnezu. Z innych składników godzien uwagi jest, jak już wiemy, *gips*. Średnia ilość wszystkich rozpuszczonych części mineralnych w wodzie morskiej czyli „słoność“ wynosi  $3\frac{1}{2}\%$  (co do wagi). Ilość ta jednak w różnych miejscach ulega zmianom wskutek różnych przyczyn miejscowych. Wogóle można powiedzieć, że słoność jest mała tam, gdzie jest słabe parowanie, a silny dopływ wód słodkich z deszczów, rzek lub topniejących lodów; odwrotnie, słoność jest wielka, gdzie parowanie jest wielkie, a dopływ wód słodkich słaby. Dlatego to w oceanach słoność jest mała w deszczowym pasie ciszy, gdzie podczas deszczu żeglarze czerpią z powierzchni morza wodę do picia. Dalej zwiększa się w pasie osuszających (silne parowanie) pasatów; potem znów maleje, gdyż w wyższych szerokościach parowanie jest słabe z powodu niskiej temperatury powietrza. W morzach polarnych słoność ulega silnym wahaniom w ciągu roku: podczas zamarzania sól się wydziela i powiększa słoność wody pozostałej (stąd mieszkańcy tych okolic otrzymują sól przez wymarzenie). Podczas topnienia lodów słoność wód polarnych się zmniejsza, zwłaszcza tam, gdzie w dodatku zesuwają się góry lodowe z lądu.

Wpływ stosunku między dopływem wody słodkiej i parowaniem ujawnia się szczególnie w morzach śródziemnych, mających tylko wąskie i płytkie połączenie z oceanem. Tak np. w morzu Bałtyckim, przyjmującym wiele rzek, a słabo parującym, słoność jest bardzo mała ( $0,8\%$ ), zmniejsza się ku wschodowi, tak iż w zatokach Botnickiej ( $0,3\%$ ) i Fińskiej ( $0,1\%$ ) na wiosnę, w czasie topnienia lodów, woda jest zdatna do picia a okręty ulegają prędko gniciu. W morzu Śródziemnym (Romańskim), gdzie wskutek pogody nieba parowanie jest silne, słoność jest znaczna ( $3,7\%$ ), stąd mieszkańcy nadbrzeżni otrzymują tu sól przez odparowanie wody morskiej w płytkich obszernych sadzawkach. A w morzu Czerwonym, leżącym w pasie pustyń, gdzie klimat jest nadzwyczaj suchy i żadna rzeka nie wpada, słoność nawet przenosi  $4,1\%$ . Prądy morskie nie zmieniają tego ogólnego obrazu, tylko wpływają na pewne odchylenia linii równej słoności morza (*izohalin*) w ten sposób, że zimne prądy polarne sprowadzają ubogą w sól wodę w niższe szerokości geograficzne, a naodwrot ciepłe prądy równikowe słoną wodę w okolice podbiegunowe.

Wszystkie zmiany odnoszą się tylko do kilkusetmetrowej warstwy powierzchniowej; w głębinach oceanu słoność jest prawie jed-

nakowa, około  $3\frac{1}{2}\text{‰}$ . Przytem w morzach śródziemnych, w miarę głębokości, nieco się powiększa (bo woda im bardziej słona, tem cięższa i opada na dno), w oceanach zaś zmniejsza, gdyż opadanie jest tu powstrzymane przez większą gęstość wody głębinowej, spowodowanej niską temperaturą (ob. niżej).

Na samem wybrzeżu słoność wód morskich zmniejsza się znacznie w pobliżu ujścia większych rzek; podobny wpływ mają w okolicach polarnych góry lodowe, pochodzące z lądu.

Z powodu słoności, kąpiel w wodzie morskiej zbawiennie wpływa na zdrowie; nawet nad Bałtykiem są liczne kąpiele morskie (Soboty, Połąga).

Przyjmując za średnią słoność mórz  $3\frac{1}{2}\text{‰}$ , a wyobrażając sobie, że wszystkie morza na ziemi wyparowały, dno pokryłoby się warstwą soli na 55 m. grubą. Jeżeli więc w kopalniach spotykamy daleko grubsze pokłady, to dowód, że powstały one albo z jezior słonych, albo z zatok, mających wąskie i płytkie połączenie z morzem: i do jezior, i do takich zatok woda wpływa przez wieki, zastępując ubytek przez parowanie, a ponieważ paruje tylko czysta woda, więc zagłębia takie stały się magazynami soli, np. sól Wieliczki została złożona w zatoce morza trzeciorzędowego na krawędzi fałdujących się wtedy Karpat.

Powstaje naturalnie pytanie, skąd się wzięła sól w morzu. Najprostszem zdaje się takie samo wyjaśnienie, jak słoności jezior: została przyniesiona rzekami. Ponieważ jednak skład wody morskiej różni się dość znacznie od składu wód rzecznych, więc widać, że przynajmniej część „słoności“ morze otrzymało niezależnie od rzek jeszcze w początkach swego powstania.

Jest rzeczą ciekawą i ważną, że woda morska absorbuje powietrze atmosferyczne, ale z niej dobiera tlen intensywniej od azotu, przyczem ilość tlenu w wodzie morskiej, znaczna na powierzchni ( $33\text{—}35\text{‰}$ ) zmniejsza się zrazu w głąb ( $11\text{—}15\text{‰}$  w 800 m.), by potem znów wzrastać ( $23\text{—}24\text{‰}$ ). To charakterystyczne utlenienie mórz jest niezmiernie ważnem dla objawów życia organicznego.

b) *Ciążar gatunkowy*. Słoność wody morskiej powiększa jej *ciężar gatunkowy*; z tego powodu woda słodka z deszczu, rzek lub roztopionego lodu długo utrzymuje się jako lżejsza na powierzchni morza, skąd ją żeglarze niekiedy mogą czerpać do picia; z tego samego powodu okręty, wpływające z wody morskiej na rzeczną, głębiej się zanurzają. Rozkład ciężaru gatunkowego nie zgadza się jednak z rozkładem słoności: ciężar gatunkowy rośnie z szerokością

geograficzną i głębokością, to jest rośnie z obniżeniem temperatury. Stąd widać, że wpływ malejącej słoności na ciężar gatunkowy ulega więcej niż wyrównaniu przez wpływ obniżania temperatury. Największej gęstości woda morska dosiędą nie przy  $+4^{\circ}$ , jak słodka, lecz dopiero poniżej  $0^{\circ}$  ( $-0,3^{\circ}$  przy słoności  $2\%$ ,  $-2,5^{\circ}$  przy  $3\%$ ,  $-4,5^{\circ}$  przy  $4\%$ ).

c) *Barwa wody morskiej.* W niewielkiej ilości np. zaczerpnięta do szklanki, woda morska jest bezbarwna i bardzo przezroczysta. Niektóre morza przedstawiają podobną przezroczystość i w wielkich masach wody: szczególnie znane są pod tym względem niektóre morza zwrotnikowe i podzwrotnikowe, jak np. Śródziemne i Karibskie, a także morze Czerwone. Promienie światła wnikają bardzo głęboko w morze: promienie niebieskie mianowicie do 500 m., fioletowe do 1000 m., ultrafioletowe nawet do 1700 m. (Atlantyck, Sargasso).

W znacznych masach woda morska ma barwę błękitnozieloną, z przewagą to pierwszej, to drugiej barwy. Barwa błękitna nie jest, jakby się zdawać mogło, jedynie odbiciem błękitu nieba, gdyż np. morze Śródziemne nawet przy niebie zachmurzonym nie traci tej barwy, lecz jest barwą właściwą wody, absorbującej promienie słoneczne czerwone i żółte. Barwa błękitna przeważa w morzach ciepłych i w słonych, zielona w mniej słonych i zimniejszych; podobnie prądy ciepłe są błękitne, zimne — zielone. Ponieważ zaś woda cieplejsza jest też bardziej słona, więc można powiedzieć wogóle, że morza ciepłe i słone są błękitne, zimne i mało słone — zielone. A to znów zależy od stopnia przezroczystości: cząstki zawieszone w wodzie tem prędzej opadają na dno, im woda jest cieplejsza i bardziej słona. Błękitna więc woda jest znakiem wody bardzo czystej; jest to na obszarach wodnych „barwa pustyni“ (życie organiczne mało tam rozwinięte).

Tak więc bardzo ciepłe i słone morze Śródziemne i Czerwone mają cudną barwę błękitną, morze zaś Bałtyckie — zieloną, koloru „szkła butelkowego“. Przytem mętność tego morza zwiększa się jeszcze z powodu płytkości: falowanie sięga do dna, porywa jego cząsteczki, wywołuje zmętnienie wody; morza polarne otrzymują męty od materiału skalnego, opuszczonego przez góry lodowe. Najpiękniejsza barwa błękitna występuje tam, gdzie pod wodą bardzo przezroczystą znajduje się dno, odbijając silnie światło: jeżeli zanurzymy w wodę długą rurę poczernioną wewnątrz i u jej dolnego wylotu pomieścimy zwierciadło, to światło odbite od niego, doszedłszy do nas przez rurę, okaże się jako błękit zachwycającej



piękności. Doświadczenie takie jest tylko powtórzeniem tego, co natura czyni na większą skalę w tak zwanej grocie Błękitnej na wapiennej wyspie Capri: wejście do tej groty jest tak niskie, iż tylko promienie słońca, odbite od dna, mogą się dostać do wnętrza groty, która z tego powodu oświetlona jest uroczem półświatłem błękitnem.

Od normalnej błękitno-zielonej barwy wody morskiej napotyka się *zbcoczenia lokalne* wskutek miejscowego nagromadzenia pewnych materji zabarwiających. Tak np. morze Żółte ma rzeczywiście barwę żółtą od mułu lössowego, przyniesionego przez rzekę Hoangho. Najczęściej różne zabarwienia lokalne powstają pod wpływem gromadnie występujących drobnych organizmów, pływających po morzu, obejmowanych pod ogólną nazwą „planktonu“. Jednym z najpiękniejszych zjawisk, zdarzającym się szczególnie w morzach zwrotnikowych, jest *fosforescencja* czyli świecenie morza, polegające na tem, że w ciemności pewne części morza lśnią jak srebro, szczególnie tam, gdzie statek rozpruwa fale; zjawisko to pochodzi od mnóstwa organizmów morskich, mających własność świecenia w ciemności, podobnie, jak nasze robaczki świętojańskie.

#### 4. Temperatura morza, zamarzanie.

Temperatura powierzchni morza nie wiele różni się (jest na ogół nieco wyższą)—od temperatury dolnych warstw powietrza, do niego przytykających, ale wahania roczne są mniejsze, gdyż woda trudniej się ogrzewa i trudniej oziębia niż powietrze. Tylko tam, gdzie w ciągu roku prądy ulegają zmianie kierunku, gdzie w jednej porze płynie prąd ciepły, w innej zimny (np. w okolicy Nowej Fundlandji), wahania się zwiększają.

a) *Rozkład temperatury na powierzchni morza* jest podobny do rozkładu temperatury powietrza: ku biegunom temperatura się zniża, pod równikiem dochodzi w oceanach  $+ 29^{\circ}$ , pod biegunami spada do  $- 2^{\circ}$  i więcej. W zatokach, otoczonych silnie rozpalającymi się lądami, temperatura wznosi się ponad  $30^{\circ}$ , w morzu Czerwonem do  $32^{\circ}$ , a w zatoce Perskiej nawet przeszło  $34^{\circ}$ , t. j. tyle, co w ciepłej kąpieli; przytem, z powodu rozkładu prądów ciepłych i zimnych (ob. niżej), w pasie między  $40^{\circ}$  szer. pn. i  $40^{\circ}$  szer. pd., wschodnie części oceanów są zimniejsze od zachodnich; zewnątrz tego pasa odwrotnie wschodnie są cieplejsze od zachodnich.

Średnią roczną temperaturę powierzchni całego oceanu obliczono na  $17,4^{\circ}$ ; absolutne różnice trzymają się w granicach  $- 3,3^{\circ}$

i + 35,6°, a więc w ramach o wiele ciaśniejszych od wahań temperatury powietrza.

b) *Rozkład temperatury pionowy wglęb* jest następujący:

1) Począwszy od powierzchni, *temperatura*, z nielicznymi wyjątkami, *zniża się ku dnu* (jak w powietrzu ku górze) i w wielkich głębiach, nie tylko okolic zimnych, ale i gorących, jest bardzo niska, trzyma się mianowicie blisko 0°, nawet nieco poniżej 0° (minim. — 2° i — 3°); ta okoliczność pozwala żeglarzom oziębiać napoje przez opuszczanie butelek na sznurku w głębie morskie. Przyczyna tak niskiej temperatury głębin morskich jest ta, że największy ciężar wody morskiej przypada poniżej 0°, nie przy + 4°, jak słodkiej; więc podczas, gdy woda słodka, oziębiając się poniżej + 4°, staje się lżejszą i pozostaje na powierzchni (dlatego na dnie jezior temperatura nie spada poniżej + 4°), to morska, oziębiając się niżej, wciąż jeszcze staje się cięższą i opada na dno.

Prawie wszędzie, z wyjątkiem okolic polarnych, obniża się w oceanach temperatura szybko w górnej warstwie wody (do 200 m. o 3—4° na 100 m.) (warstwa przeskokowa), potem łagodniej (do 800 m., o 1—2° na 100 m); poniżej jednak zmienia się już tylko bardzo powoli (0,1 — 0,01° na 100 m.).

2) *Temperatura na dnie mórz połączonych z polarnymi* jest niższa, aniżeli najniższa temperatura zimowa na powierzchni w danym miejscu; to wskazuje na to, że zimna woda denna nie może pochodzić tylko z oziębionej w zimie i opadłej na dno wody powierzchniowej w danym miejscu, lecz przybyła też zwolna z mórz polarnych prądami dennymi.

3) *Im szersze i głębsze jest połączenie z morzami polarnymi, tem temperatura dna jest niższa.* I tak oceany południowej półkuli mają niższą temperaturę, niż oceany północnej półkuli, albowiem połączenia oceanów z wodami antarktycznymi są szersze i głębsze, niż połączenia z wodami arktycznymi. Zimne wody głębinowe wszystkich oceanów są przeważnie pochodzenia antarktycznego. Wprawdzie ocean Atlantycki ma dość szerokie połączenie z wodami arktycznymi (między Skandynawią i Grenlandją), ale grzbiet podwodny, ciągnący się w tym miejscu przez Faroer i Islandję, nie dopuszcza płynących dołem, ciężkich, zimnych wód arktycznych na południe. Powierzchniowe zaś ciepłe wody Atlantyku mogą się dostać na północ, dlatego fjordy (odcięte przytem od zimnych, dolnych wód mieliznami przy wyjściach, ob. str 96) mają wodę ciepłą i nigdy nie zamarzają.

4) *Wpływ prądów morskich* na rozmieszczenie temperatury w morzach jest, jak widzimy, bardzo znaczny. Powierzchniowe prądy powodują odpowiednie wygięcia izoterm, po których z mapy, przedstawiającej stosunki termiczne morza, wyczytać możemy kierunek i względną ciepłotę prądów. Ale prądy poziome są tylko częścią ogólnej cyrkulacji wodnej w morzach; na dnie odbywają się powolne, ale gigantyczne przemieszczenia mas wodnych z okolic polarnych ku równikowym, wywierające już opisane skutki w termice mórz. Wierzchnie i denne prądy morskie z konieczności wiązać się muszą w zamknięte wiry zapomocą prądów pionowych, wznoszących się w jednych, a zanurzających w innych okolicach. Prądy wznoszące się z natury oziębiają temperaturę powierzchni (Auftriebwasser, wybrzeże Maroka, południowo-zachodniej Afryki, Peru), prądy zanurzające się rozgrzewają morze do znacznej głębokości (podzwrotnikowy pas intensywnego parowania między 30° a 40° szerokości, Rossbreiten).

5) *Morza śródziemne okolic cieplejszych*, posiadające tylko wąskie i płytkie połączenie z oceanem, nie mają na dnie temperatury niskiej, bo zimna woda może pochodzić tu tylko z oziębionej na powierzchni, a to oziębienie jest niewielkie. Przytem działa tu i drugi czynnik: w wodzie słonej na dno opada woda nie tylko najzimniejsza w zimie, ale i najcieplejsza w lecie, bo wtedy przez parowanie staje się bardziej słoną, zatem cięższą. Tak więc w morzach cyrkulacja pionowa wód sięga o wiele głębiej niż w zbiornikach słodkowodnych. Tutaj bowiem powoduje ją tylko oziębienie, tam też rozgrzanie wierzchnich warstw wody. Z tych powodów np. w morzu Śródziemnem temperatura ku dnu prawie się nie obniża, w całej masie jest prawie jednakowa (około + 13°).

Czasami śród oceanu okolic cieplejszych napotykamy wodę denną, stosunkowo ciepłą; dowód to, żeśmy natrafili na podwodną kotłinę, której wał graniczny nie dopuścił zimnych wód dennych sąsiedztwa do wnętrza kotliny.

c) *Zamarzanie morza*. Woda morska z powodu słoności trudniej zamarza niż słodka, mianowicie nie przy 0°, lecz poniżej, przy około -2°,5. Mimo to morza okolic polarnych, a w części i — umiarkowanych, pokrywają się lodami; lody te za nastaniem lata, wskutek ciepła, falowania, a zwłaszcza deszczów, topnieją, pękają i tworzą płaskie tafle, *poła lodowe*, nieraz bardzo rozległe i tamujące żeglugę. Żeglarze rozpoznają pola lodowe, nawet za horyzontem leżące, a to po charakterystycznym odbłasku na niebie (*Eisblink*), podczas gdy miejsca wolne od lodów, odbijają się na niebie jako

pasy ciemne; tym sposobem niebo służy żeglarzom polarnym za mapę, według której obierają oni kierunek żeglugi.

Brzeżne części pól lodowych są rozwarłe i tworzą wraz z górami lodowymi ruchomy lód polarny (t. zw. *Treibeis*), podczas gdy, środkowe części stanowią zbitą masę, skrzepły lód polarny, zwany *Packeis*. Normalnie tworzy się w morzach polarnych lód w ciągu jednego roku tylko na grubość 1 — 3 m., ale ruchy, spowodowane wiatrami, przypływami, różnicami temperatury powietrza i wody itd., wywołują pęknięcia, nasunięcia i stłoczenia, wskutek czego lód po wypełnieniu szczelin zamarzającym śniegiem zbija się w wysokie, nieregularne masy (torosy).

Prócz tych lodów morskiego pochodzenia dostają się do morza lody lądowe, mianowicie z rzek (np. z wielkich rzek sybirskich), a zwłaszcza z lodowców.

Wiadomo, że w wielu górzystych i wilgotnych krajach polarnych (Grenlandja, Szpicberg, ziemia Franciszka Józefa, kraje Antarktyczne) lodowce zstępują aż do morza, gdzie lód odłamuje się i spływa na wodę, tworząc *góry lodowe*, które różnią się od płaskich pól lodowych znacznymi rozmiarami pionowymi ( $\frac{5}{6}$  ogólnej wysokości znajduje się pod wodą) i fantastycznymi nieraz kształtami, wymodelowanymi przez ciepło słoneczne, wody tajania i kipieli morską.

Odłamywanie się gór lodowych od lodowców może odbywać się w dwójaki sposób, stosownie do kształtu wybrzeża: na wybrzeżach wysokich i stromych koniec lodowca zwisa, odrywa się własnym ciężarem i spada do wody. Na wybrzeżach niskich koniec lodowca wkracza w wodę i w miarę, jak się w nią zagłębia, doznaje parcia z dołu, gdyż lód jest lżejszy niż wyciśnięta woda; wreszcie odłamuje się i wypływa na powierzchnię.

Góry lodowe, pędzone prądami, dosięgają nieraz bardzo niskich szerokości geograficznych; na północnej półkuli dochodzą do okolic Nowej Fundlandji, a nawet dalej, za 40° szer., a więc do szerokości Sycylii, lecz tylko w zachodniej części Atlantyku: prądu zatokowego bowiem góry lodowe nie są w stanie przeciąć. — Góry lodowe z pod bieguna antarktycznego odznaczają się prawidłowymi kańciastymi kształtami, o płaskich szczytach i stromych ścianach, podobnymi do gór stołowych. Pochodzą one z lodowca, pokrywającego nieprzerwanym całunem okolicę bieguna antarktycznego. Lodowiec ten spada ku morzu, nie zróżniczkowany na poszczególne lodowce, jak w Grenlandji, stromą, na 100 m. wysoką jednolitą ścianą, która utrudnia dostęp do bieguna. Góry lodowe antark-

tyczne sięgają jeszcze niższych szerokości niż arktyczne, mianowicie dosięgają przylądka Dobrej Nadziei, t. j. 35° szerokości południowej. Zarówno na północnej jak i na południowej półkuli zasięg gór lodowych waha się z roku na rok w bardzo znacznych granicach.

Morza zimniejszej części pasa umiarkowanego też zamarzają, bądź całkiem (np. zatoka Hudsonska, morze Białe, Azowskie), bądź częściowo (np. Bałtyk na północ linii Sztokholm — Ozylja, a czasami i dalej na południe, morze Czarne na wybrzeżach); na wschodnim wybrzeżu Azji zamarza nie tylko morze Ochockie, ale nawet zatoka Peczylki pod szerokością Neapolu. Morza połączone wazkami tylko przejściami z oceanem, w razie zamarzania wywierają szkodliwy wpływ na klimat, mianowicie obniżają znacznie temperaturę lata, albowiem lód ich musi stopnieć na miejscu, kosztem ciepła powietrza (np. zatoka Hudsonska, morze Ochockie).

## 5. Ruchy wody morskiej.

Ruchy wody morskiej dadzą się podzielić na trzy rodzaje: 1) ruchy nieokresowe czyli *fale*, 2) ruchy periodyczne czyli *przyptywy* i *odptywy*, 3) ruchy stałe czyli *prądy*.

### a) Fale morskie.

*Fale* powstają w pierwszym rzędzie wskutek *chwilowego* działania wiatru na powierzchnię wody: wiatr, uderzając o powierzchnię wody, wywołuje na niej podobnie do rzuconego kamienia szereg linijskich zagłębień i wyniosłości na kształt fałd, jakie powstają na grzbiecie ręki, gdy posuwamy po nim palcem, naciskając mocno. Powstaje więc na wodzie szereg dolin i grzbietów, przyczem cząstki wody są w ciągłym ruchu: wzniosłszy się do pewnej wysokości, opadają głębiej niż stały pierwotnie, tak iż na linii, gdzie w pierw był grzbiet fali, powstaje dolina. Robi to więc takie wrażenie, jakby dolina przeszła na miejsce grzbietu, wogóle, jakby cała masa wody postępowała; jednak w rzeczywistości ruch cząstek w kierunku poziomym prawie nie istnieje, o czym można się przekonać, rzucając jakie lekkie ciało na wodę. Ciało to (o ile nie jest tak wielkie, aby uleść bezpośredniemu działaniu wiatru), będzie się tylko wznosić i opadać, fala niby przepływa pod nim, a ono w miejscu odbywa ruch wahadłowy. Nie zupełnie jednak pionowo, lecz po okręgu koła pionowego, jak punkt na toczącej się obręczy; przyczem forma kołowa (orbita) spłaszcza się coraz bardziej (zbliża się do leżącej elipsy), w miarę jak woda staje się płytsza. Ob. fig. 110.

Wysokość fali bywa zwykle przeceniana wskutek złudzenia, jakiemu ulega obserwator, stojący na kołysanym falami okręcie: uważa on pokład okrętu jako poziom (i do niego odnosi wysokość) nawet wtedy, gdy okręt znajduje się w położeniu nachylnem do poziomu; wskutek tego wysokość fali musi się wydać większą, jak to wskazuje figura, gdzie *ab* jest prawdziwą, ac zaś pozorną wysokością fali (fig. 111).

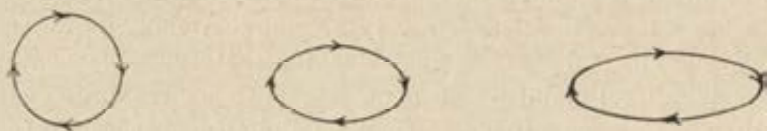


Fig. 110.

Największa mierzona wysokość fali na otwartem morzu nie sięga 15 m., zależy ona od prędkości i siły wiatru. Z nią stoi też w pewnym związku prędkość posuwania się fali (maximum obserwowane 36 m/s), jej długość (odległość między wierzchołkami sąsiednich fal, do 830 m.), nachylenie stoków do 15° i okresowość (max. 23").

Przy silnym wietrze i wielkich falach górne części grzbietów odrywają się i spadają w doliny (Sturzsee); takie spadające fale są niebezpieczne dla żeglarzy.

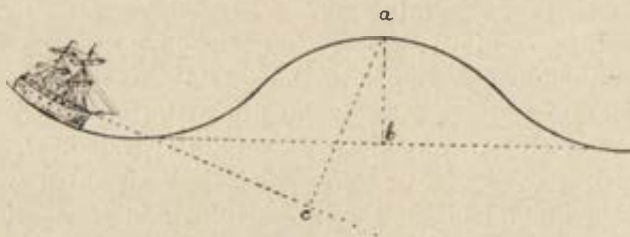


Fig. 111.

Morze, wprawione raz w silny ruch, nie uspokaja się na długo jeszcze, gdy już przyczyna, wiatr, ustanie działać; takie falowanie bez wiatru Niemcy nazywają *Dünung* (możnaby mówić o *falowaniu przetrwałem*). Dla nieobeznanego z morzem nic nie przedstawia bardziej tajemniczego zjawiska, jak owo nieprzerwane toczenie się fali za falą, podczas zupełnej ciszy. „Fale przetrwałé“ dalej się toczą, nawet gdy pod wpływem nowego wiatru odmienne tworzą się systemy fal. Obydwa systemy (czasem i więcej) krzyżują się ze sobą, wywołując zjawiska *interferencji* fal morskich.

Ruch falowy nie sięga do wielkich głębokości, teoretycznie do 200 m. głębokości; tylko płytkie morza mogą być wzruszone aż do dna.

W pobliżu wybrzeży fale morskie ulegają pewnym zmianom: powstaje nadzwyczaj silne falowanie, zwane kipiela (*Brandung*). Falowanie to powstaje tak na wybrzeżach wysokich i stromych, jako też na niskich, z różnych przyczyn.

Na wybrzeżach wysokich fala, odbita od brzegu, naciskana z tyłu przez nowe fale, wznosi się w górę do znacznej wysokości i czyni te wybrzeża niedostępnymi. Na wybrzeżach niskich z dnem płytkiem fale nabierają rzeczywiście ruchu poziomego, postępowego, gdyż wtedy ruch kołowy cząstek wody (ob. fig. 110) zamienia się na ruch po bardzo wydłużonych elipsach: przytem dolne części fal wskutek tarcia o dno, są powstrzymane, a górne spadają ku brzegowi, tworząc jakby pieniający się wał, przez który

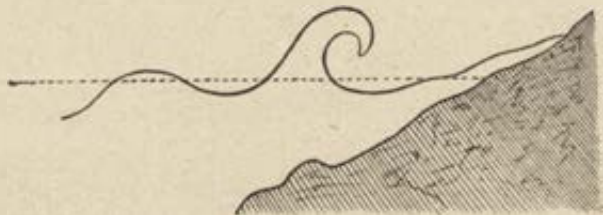


Fig. 112. Kalema.

trudno przepłynąć. Przytem fale skośne, ku wybrzeżu nadbiegające, zbaczają z kierunku pierwotnego i układają się równoległe do wybrzeża. Najwspanialej zjawisko to rozwija się na afrykańskich wybrzeżach Gwinei, gdzie się zowie *kalema* (fig. 112). W danej chwili grzbiet fali, zagięty ku brzegowi, tworzy tunel wodny; w następnej chwili cały ten wał wodny, wraz z tunelem, zapada się w otchłań.

Fale, uderzając na wybrzeża strome, burzą je: w razie niejednakowo twardego materiału, burzenie postępuje niejednakowo (selektywna erozja), powstają zatoki i przylądki; lecz zatoki te nie sięgają zbyt głęboko w ląd; mają formę łukowatą, nie zaś wąską i długą, gdyż falowanie w miarę zagłębiania się w wąską zatokę, słabnie wskutek tarcia. (Ob. str. 67).

Prócz wiatru powodować mogą fale i inne zająścia w morzu: w pierwszym rzędzie trzęsienia ziemi (*fale seismiczne*), zarówno na dnie morza (fale longitudinalne), jak i na wybrzeżach (fale trans-

wersalne); dalej podmorskie wybuchy wulkaniczne (*fale wybuchowe*). Fale trzęsieniowe longitudinalne powodują tylko wstrząs na okrętach, fale transversalne przebiegają jednak całe oceany szybko (150—200 m/s) jako fale o znacznej długości (150—1000 km.) i długim okresie (do 2 godzin).

Wreszcie i nagle zmiany ciśnienia powietrza lub krótkie, ale gwałtowne uderzenia wiatru spowodować mogą nagle podniesienie się lub opadanie poziomu morza. Tego rodzaju *fale stojące*, zwane po francusku *seiches*, są bardzo rozpowszechnione, zarówno w jeziorach, jak i na morzach („Seebär“ Bałtyku, „marobbio“ sycyljański, „resaca“ hiszpańska i t. d.). W ostatnich czasach zauważono „wewnętrzne fale, które tworzą się przy wyraźnym uwarstwieniu wody morskiej (spowodowanem przyczynami np. termicznymi lub słoności) w niższych warstwach; nie dając się zauważyć na powierzchni, utrudniają one ruch okrętów (dead water, martwa woda).

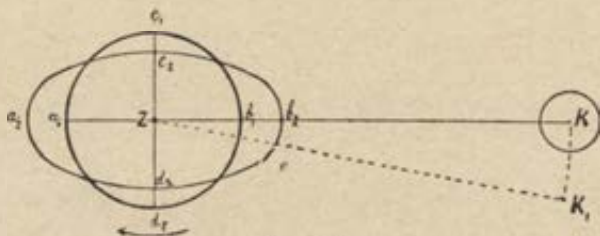


Fig. 113.

### b) Przyptywy i odpływy.

Przez przyptywy i odpływy (*tidy*) rozumiemy perjodyczne wznoszenie się i opadanie wody morskiej w ciągu doby księżycowej (24<sup>h</sup> 50<sup>m</sup>), ujawniające się szczególnie na niskich wybrzeżach, które to są zalewane, to odsłaniane.

Zjawisko to wynika z przyciągania, jakie księżyc, a poczęści i słońce, wywiera na wody ziemi.

Wyobraźmy sobie bowiem na fig. 113 ziemię w przecięciu równikiem (t. j. tak, jak gdyby oś stała prostopadle do płaszczyzny papieru). Wyobraźmy sobie dalej (dla uproszczenia), że cała ziemia jest jednostajnie oblana wodą. Wyobraźmy sobie wreszcie księżyc K, też w płaszczyźnie równika (papieru) w chwili, gdy swym ruchem pozornym wchodzi na południk punktu  $b_1$ .

Wówczas punkt  $b_1$  (i sąsiednie) będzie przez księżyc silniej przyciągany, niż środek ziemi Z; siła bowiem przyciągania stoi, wedle *Newtona*, w stosunku odwrotnym do drugiej potęgi odległości



dwóch ciał. Wskutek tego cząstka wody w  $b_1$  (i sąsiednie) oddali się od  $Z$  do  $b_2$  — utworzy się nabrzmienie, wzniesienie wodne  $b_1 b_2$  (gdyż oddalenie od środka ziemi nazwać możemy wzniesieniem). Podobnież środek ziemi  $Z$  jest silniej przyciągany, niż punkt  $a_1$ ; wskutek tego  $Z$  oddali się od  $a_1$  czyli — co na jedno wychodzi —  $a_1$  (i sąsiednie) oddali się od  $Z$  do  $a_2$  — utworzy się nabrzmienie, wzniesienie wodne  $a_1 a_2$ .

Tak więc w chwili, gdy księżyc wszedł na południk  $a_1 b_1$ , morze w obu przeciwległych punktach tego południka utworzyło dwa nabrzmienia, dwie wypukłości najwięcej wzniesione na równiku, a zmniejszające się ku biegunom; albowiem poza płaszczyznę równika przyciąganie księżyca działa już po liniach ukośnych, częścią tylko wznosi ono tam wodę, a częścią ściąga ją ku równikowi.

Ponieważ zaś całkowita ilość wody na ziemi jest w danej chwili stałą, więc z powodu napłynięcia jej na południk  $a_1 b_1$ , musi jej ubyć na południku prostopadłym (odległym o  $90^\circ$ )  $c_1 d_1$ , tak iż tam powstaną dwa względne obniżenia:  $c_1 c_2$  i  $d_1 d_2$  (jak to wskazuje linja cieńsza eliptyczna).

Gdyby ziemia i księżyc znajdowały się w spokoju, to stan taki w danych miejscach byłby stały ale ziemia obraca się około osi w 24 godzinach, więc punkt  $b_1$  po 6 godzinach dojdzie do  $d_1$ , po nowych 6 — do  $a_1$ , i t. d., wskutek tego w 6 godzin po przypływie nastąpi w danem miejscu odpływ, po nowych 6 godzinach znowu przypływ i t. d. — W ciągu 24 godzin w każdym miejscu ziemi zauważymy dwa przypływy i dwa odpływy; a właściwie takby było, gdyby księżyc stał w miejscu (miał tylko ruch pozorny wskutek wirowania ziemi). Tymczasem i księżyc posiada ruch rzeczywisty w tym samym kierunku, co ziemia (z zachodu na wschód), gdy więc po 6 godzinach punkt np.  $c_1$  dojdzie do  $b_1$ , to księżyc już nie będzie w  $K$ , lecz przejdzie np. do  $K_1$ , przebędzie łuk  $KK_1$ , tak iż punkt  $c_1$ , przybywszy do  $b_1$ , nie będzie miał jeszcze przypływu i w tym celu musi przebyć jeszcze łuk  $b_2 e = KK_1$ . Wielkość tego łuku, a stąd czas potrzebny na jego przebycie, łatwo obliczyć. Wiemy mianowicie, że księżyc przebywa drogę naokoło ziemi (właściwie powraca do tego samego punktu na niebie), t. j. łuk  $360^\circ$  w ciągu 29 dni, a więc w 6 godzin czyli  $\frac{1}{4}$  dnia przebywa łuk który znajdziemy w proporcji:

$$29d. : 360^\circ = \frac{1}{4} d. : x, \text{ stąd } x = 3^\circ,$$

$$\text{t. j. łuk } K K_1 = b_2 e = 3^\circ.$$

Dla przebycia takiego łuku punkt potrzebuje czasu, który znajdziemy z proporcji:

$$360^{\circ} : 24^{\text{h}} = 3^{\circ} : x^{\text{h}}$$

$$\text{stad } x^{\text{h}} = \frac{1}{5}^{\text{h}} = 12 \text{ minut.}$$

Tak więc każdy przypływ nastąpi po odpływie (i odwrotnie) nie po 6 godzinach, lecz po 6 godzinach 12 minutach; cały zaś perjod dwóch przypływów i dwóch odpływów odbywa się nie w ciągu 24 g., lecz w ciągu 24 g. 48 m.

Dalsze komplikacje zjawiska tidów powoduje okoliczność, że prócz księżycy wywiera na nie wpływ i słońce. Masa słońca jest wprawdzie miliony razy większa od masy księżycy, ale zato słońce jest o wiele więcej oddalone od ziemi, wskutek tego przypływy słoneczne są o połowę mniejsze od księżycowych; okres ich równa się zresztą dobie słonecznej. W czasie nowiu i pełni, gdy księżyc i słońce znajdują się na jednej linii z ziemią, przypływy (i odpływy) słoneczne występują w tych samych miejscach, gdzie przypływy (i odpływy) księżycowe; wskutek tego zjawisko przypływów ulega dwa razy na miesiąc znacznemu wzmocnieniu („*Springflur*“).

Nie dość na tem: w rysunku naszym umieściliśmy dla uproszczenia księżyc na płaszczyźnie równika, tymczasem nie zawsze tak bywa: księżyc, wskutek ruchu swego koło ziemi na płaszczyźnie ukośnej względem równika, odchyła się po obu stronach na jego płaszczyzny w ciągu miesiąca o  $28^{\circ}$  na pn. i pd. (słońce zaś waha się w ciągu roku o  $23\frac{1}{2}^{\circ}$ ); tym sposobem najwyższe przypływy nie zawsze bywają na równiku, lecz dochodzą do  $23\frac{1}{2}^{\circ}$ , wzgl.  $28^{\circ}$  szerokości. Dalej odległości księżycy i słońca od ziemi ulegają też zmianom w ciągu miesiąca i roku, to ma również wpływ na wysokość przypływów. Teoretycznie oblicza się wysokość przypływów księżycowych na 563 mm. maksymalnie, w kombinacji ze słonecznymi na maks. 809 mm. przy średnich odległościach ziemi od księżycy i słońca, przy maksymalnych zaś odległościach (aphel i apogeum) na 906 mm. Już jednak pod wpływem zmiennej deklinacji słońca i księżycy, ich względem położeniu i zmiennej odległości od ziemi dzienne i miesięczne wahania przypływów i odpływów są bardzo znaczne.

Wreszcie największe nieprawidłowości w tem zjawisku, tak co do wysokości, jak i czasu, wywołują warunki miejscowe: bierność wód, wskutek której fale wodne bardzo się opóźniają, nierówności dna i ukształtowanie lądów.

Wśród głębokiego oceanu na małych wysepkach zjawisko to występuje najprawidłowiej, tudy tu są bardzo nieznaczne (na Tahiti tylko  $\frac{1}{2}$  m.) i zmniejszają się ku biegunom. Bywają jednak i wyjątki

(Madeira 2,1 m.). Ale na płytkim morzu u wybrzeży silnie rozczłonkowanych zjawiska przyptywów przedstawiają wiele nieprawidłowości, różnią się bardzo, tak co do czasu, jak i wysokości od obliczeń teoretycznych. Największej wysokości dosięgają przyptywy w zatokach, które w miarę wkraczania w ląd zwężają się i stają coraz płytsze; tak w zatoce Brystolskiej dosięgają 16 m., w zatoce St.-Michel — 11 m.; wznoszący się w tej zatoce zamek na skale jest w czasie odpływu dostępny prawie suchą nogą, w czasie zaś przyptywu oblewa go morze, głębokie na 11 m. W zatoce Fundy przyptywy dosięgają nieraz największej wysokości: przeszło 20 m.

W wązkich cieśninach przyptywy wywołują prądy i niebezpieczne nieraz wiry; do takich należy Malstrom wśród wysp Lofoten i słynna w starożytności Scylla i Charybdis w cieśninie Messyńskiej.

Dzięki takim prądom, fale morskie mogą wyjątkowo wyżłabiać wązkie i długie zatoki, np. zatokę Fundy, a zapewne i cieśninę Calais. (Por. str. 67 i 183).

W lejkowatych ujściach rzek wskutek ich zwężania się oraz oporu, jaki stawia woda rzeczna, przyptywy dosięgają znacznej wysokości, tworzą wysoki spieniony wał wodny, postępujący w górę rzeki; zjawisko to występuje szczególnie wspaniale na Gangesie, Amazonce, gdzie się zowie *bore*, wzgl. *pororoka*. Mniej gwałtowne przyptywy, wstępujące w ujścia rzek, mają ważne znaczenie dla żeglugi, gdyż okręty, dzięki podniesieniu poziomu wody, mogą wpływać rzekami daleko w głąb kraju. W dodatku w czasie przyptywów panuje prąd w górę rzeki, w czasie odpływów prąd w dół rzeki, które ze swojej strony ułatwiają żeglugę w górę i w dół lejków ujściowych. Ma to miejsce tylko na rzekach oceanicznych, gdyż morza śródziemne podlegają przyptywom tylko w słabym stopniu (na Bałtyku np. do wysokości kilku mm., wzgl. cm.).

Stosunki miejscowe są przyczyną bardzo znacznych *nieregularności okresów przyptywowych*; bywają wybrzeża, gdzie przyptywy zdarzają się tylko raz na dobę (Meksyk, Indochiny). Podobnie wpływają też stosunki miejscowe na t. zw. *czas portowy*, t. j. godzinę lub porę dnia, na którą przypadają przyptywy w danym porcie w dzień pełni lub nowiu księżyca. Teoretycznie bowiem wówczas przyptywy powinny nastąpić w chwili kulminacji księżyca, t. j. o godzinie 12-tej. Faktycznie czasy portowe spóźniają się nieraz bardzo znacznie i wykazują odchylenia od 0 — 12 godzin. Tak np. na wschodnim wybrzeżu Atlantyku czas portowy wynosi

w Valentia (Anglja)  $4\frac{1}{2}^h$ , Lagos (Portugalja)  $2\frac{1}{2}^h$ , na Zielonym Przyładku  $9^h$ , w Loango  $3\frac{1}{2}^h$ , w Capetown  $1\frac{1}{2}^h$  i t. d.

Odcchylenia te posłużyły badaczom do postawienia szeregu hipotez co do *natury geofizycznej* fal przyływowych. Dawniej tłumaczono owe fale jako fale postępowe, których ojczyzną byłby południowy Pacyfik (Whewell). Później zwracano uwagę na wpływ tarcia fali przyływowej o dno i brzegi oceanów (Airy). Inni znów uważają fale przyływowe za olbrzymie fale stojące typu „seiches“ jeziornych (Ferrel, Harris). Sprawę komplikują wpływy obrotu ziemi, a przedewszystkiem zjawiska interferencji rozmaitych systemów fal, tak że chwilę i wysokość przyływu w danym porcie wyznaczyć i obliczyć (zapomocą metody analizy harmonicznej) można tylko na podstawie długiej obserwacji (tablice przyływowe).

W powyższym teoretycznym wywodzie zjawisk przyływowych przypuściliśmy milcząco jeszcze jedno uproszczenie, mianowicie, że twarda skorupa ziemi nie ulega zmianie pod wpływem przyciągania księżyca i słońca. To byłoby słusznem tylko dla ciała absolutnie stałego, jakiem ziemia nie jest; skorupa ziemska musi też ulegać lubo nieznacznym deformacjom pod wpływem księżyca i słońca, musi też mieć swe przyływy i odpływy. Gdyby przyływy twardej skorupy były tak samo wielkie jak powłoki wodnej, naówczas tych ostatnich przyływów nie moglibyśmy zauważyć, albowiem w tej samej mierze, jak poziom wody by się podniósł, podniosłoby się i twarde wybrzeże. Dlatego też nie możemy zauważyć przyływów na okręcie śród oceanu, gdyż wraz ze wzniesieniem się poziomu morza podnosi się i okręt. Ponieważ zaś przyływy na ziemi obserwujemy, więc widocznie skorupa w daleko mniejszym stopniu podlega przyływom niż woda; w każdym jednak razie obserwowana przez nas wysokość przyływu jest tylko różnicą między rzeczywistymi przyływami morza i przyływami skrupy skalnej. Im ta różnica jest większa, tem mniejszym ziemia podlega przyływom, tem jest stalsza, twardsza.

Na podstawie więc różnicy między obserwowanymi i obliczonymi przyływami można wnosić o stopniu stwardnienia ziemi. Ponieważ różnica ta jest nieznaczna, więc stąd wnoszą, że ziemia mało ulega deformacji, że posiada znaczny stopień twardości. Jednakże wniosek ten spotyka się z zarzutem, że przyływy ziemi stałej mogą być też znaczne, a mimo to nie wpływają na zmniejszenie przyływów morza, dlatego, że się opóźniają w takim stopniu, iż gdy w danem miejscu następuje przyływ morza, to twarda skorupa jeszcze nie zdążyła uleść przyływowi.



Fig. 114. Prądy morskie w, zimie (według Deutsche Seewarte i de Martonne). Objaśnienia znaków.

1. Strefy panujących prądów przyływowych.

2. Morze Sargasso.

3. Prądy ciepłe.

4. Prądy zimne.

} Względna siła prądów oznaczona jest grubością i gęstością strzałek,

W falach przypływu, uderzających o wybrzeże, spoczywa wielki zapas energii, którą z czasem ludzkość może zużytkować, zwłaszcza, gdy energia, zawarta w węglu kamiennym, ulegnie wy-czerpaniu.

### c) Prądy morskie.

Prądy są to *stałe* ruchy wody morskiej; w przeciwieństwie do fal i przypływów, są to ruchy postępowe w pewnych kierunkach, niby rzeki, z tą różnicą, że brzegiem prądu nie jest ląd, lecz woda morska spokojna. Zresztą prądy nie zawsze posiadają ściśle oznaczoną granicę od wody spokojnej, jak to schematycznie przedstawia się na mapach; owszem, zwykle prąd ku brzegom słabnie i przechodzi nieznacznie w wodę morską spokojną.

a) *Rozkład prądów* przedstawia się *w najogólniejszych zarysach* jak następuje: w każdym z trzech wielkich oceanów spotykamy prąd (a raczej prądy), płynący wzdłuż równika ku zachodowi.

Każdy z tych prądów, uderzając o wybrzeża lądu, ograniczającego ocean od zachodu, rozdziela się na dwie gałęzie, z których jedna płynie na północ, druga na południe, unosząc ciepłe równikowe wody w wyższe szerokości geograficzne. Każda z tych gałęzi zbacza pod wpływem wirowego ruchu ziemi, panujących wiatrów, a poczęści przyczyn lokalnych, na północnej półkuli na prawo, na południowej — na lewo, to jest w obu razach ku wschodowi; dosięga wybrzeży lądu, ograniczającego każdy z oceanów od wschodu i wzdłuż zachodnich wybrzeży każdego z tych lądów powraca poczęści do początku prądu równikowego; w tym powrocie swoim z wyższych szerokości do niższych wywiera już wpływ oziębiający.

Tym sposobem w każdym z trzech oceanów istnieje kołowy, lub dokładniej eliptyczny ruch (wir) wody, którego osi wielkie leżą mniej więcej wzdłuż 30° szerokości. Na północnej półkuli ruch ten odbywa się w kierunku wskazówki zegara, na południowej w kierunku odwrotnym. Z powodu zwięzania się oceanów na północy, część każdego z prądów tamtejszych dosięga wybrzeży w kierunku pierwotnym i dlatego ogrzewa je.

Prócz tego należy tu wspomnieć o dwóch nieprawidłowościach: w północnej części oceanu Indyjskiego, ścieśnionej lądem i mającej skutkiem tego zmienny system wiatrów (monsuny), cyrkulacja prądów nie może osiągnąć prawidłowego rozwoju; w południowej zaś części oceanu Wielkiego cyrkulacja komplikuje się obecnością licznych wysp.

Co do mórz polarnych, to w Arktycznym płynie prąd ku zachodowi, w Antarktycznym — ku wschodowi; te zimne prądy wysyłają gałęzie do poprzednich oceanów i łączą się poczęści (na południowej półkuli) z tamtejszymi prądami powrotnymi w jeden system prądów pierwotnych i wywołanych przez nie wtórnych.

Przypatrmy się teraz temu, ogólnie poznanemu, obrazowi *szczegółowo*, przyczem jednak nie należy zapominać o tem, że dzięki zmienności przyczyn, które wywołują prądy morskie, prądy te podlegają okresowym (dziennym, sezonowym) i nieokresowym wahaniom, zarówno co do kierunku i siły, jak i co do termiki i słoności wody. Możemy poniżej przedstawić tylko schematycznie średnie stosunki, wynikające z długoletniego szeregu spostrzeżeń.

1) *Prądy równikowe i ich gałęzie.*

a) *W oceanie Atlantyckim* po obu stronach równika, między 20° szerokości północnej i 10° szerokości południowej płynie od zachodnich wybrzeży Afryki (głównie zatoki Gwinejskiej) *prąd Równikowy* ku zachodowi. Właściwie są to dwa prądy, jeden *północny*, drugi *południowy*, rozdzielone *przeciwprądem*, t. j. prądem, płynącym ku wschodowi, który nosi nazwę prądu *Gwinejskiego*. Ten ostatni nie płynie wzdłuż samego równika, lecz nieco na północ odcen, tak iż południowy prąd Równikowy sięga też nieco na północ równika.

a) *Prąd Południowo-Równikowy*, dosięgnawszy wschodniego rogu Ameryki Południowej (przylądka S. Roque), rozszczepia się na dwie gałęzie: północną i południową.

*Gałąź północna* prądu Południowo-Równikowego płynie pod nazwą prądu *Guyańskiego* wzdłuż wybrzeża tegoż nazwiska na północny-zachód, łączy się z częścią prądu Północno-Równikowego i wraz z nią wkracza między małemi Antylami do morza Karybskiego, a dalej przez cieśninę Yukatan — do zatoki Meksykańskiej, skąd przez cieśninę między Kubą i Florydą wychodzi na ocean pod nazwą *prądu Florydzkiego*; tu łączy się z drugą częścią prądu Północno-Równikowego, płynącą po zewnętrznej stronie wysp Antylskich (prąd *Antylski*) i przyjmuje dalej nazwę *Golfstromu* czyli *prądu Zatokowego*.

Golfstrom płynie z początku w pobliżu wybrzeży Ameryki Północnej, rozszerzając się coraz bardziej; od przylądka Hatteras Golfstrom zaczyna się oddalać od wybrzeży i zwracać coraz bardziej ku wschodowi. Pas między Golfstromem i wybrzeżem zajmuje wciskający się tu klinem z północy prąd zimny, Labradorski, którego barwa zielona odcina się ostro od ciemno-niebieskiej

barwy Golfstromu. To sąsiedztwo dwóch prądów o różnej temperaturze wywołuje zjawisko mgły: gdy wieje wiatr zachodni lub północny, mgła unosi się nad Golfstromem, gdy wschodni lub południowy — nad prądem zimnym. W ostatnim razie mgła, jako uwarunkowana zimną powierzchnią wody, zalega nieraz tak cienką warstwą, iż szczyty masztów wysterczają ponad nią.

Golfstrom na północ od równoleżnika przyładka Hatteras rozszerza się wachlarzowato i, powstrzymany przez zimny prąd Labradorski, nie dochodząc do Nowej Fundlandji, dzieli się na odnogi.

*Jedna skrajna odnoga* Golfstromu idzie na wschód przez wyspy Azorskie i następnie poczęści zwraca się na północ wzdłuż zachodnich wybrzeży Francji ku W. Brytanji, poczęści — na południe wzdłuż zachodnich wybrzeży Portugalji i Afryki północnej (*prąd Północno-Afrykański* albo *Kanaryjski*) i jako prąd oziębiający powraca do początku prądu Północno-Równikowego; tym sposobem zamyka się podzwrotnikowy wir prądów morskich w północnym Atlantyku. W jego środku leży spokojne morze Sargasso.

*Druga skrajna odnoga* Golfstromu płynie na północ ku Grenlandji i oblewa (ogrzewa) zachodnie wybrzeża tej wyspy. (Prąd *Irvingera* i Zachodnio-Grenlandzki). W cieśninie Davisa spotyka się z zimnym prądem *Labradorskim*, który stanowi ostatnie ogniwo w podbiegunowym wirze prądów północno-atlantyckich.

*Trzecia odnoga* nareszcie, środkowa, najważniejsza (*Golfstrom w znaczeniu ściślejszem*), płynie na północno-wschód ku północno-zachodniej Europie między wyspami Brytańskimi i Islandją i ogrzewa sąsiednie wybrzeża niby olbrzymi, naturalny kaloryfer. Najdalsze jego gałęzie dosięgają wybrzeży Islandji (i opływają takową), zachodnich i północnych wybrzeży Norwegji (dlatego fjordy tutejsze nie zamarzają), oraz południowo-zachodnich wybrzeży Szpicberga i Nowej Ziemi, od której powracają znowu ku Szpicbergowi. Ciepły prąd wschodni wzdłuż północnych wybrzeży Sybiru nie jest dalszym ciągiem Golfstromu, lecz pochodzi z rzek sybirskich, których wody rozgrzane w lecie, dosięgnąwszy oceanu, zwracają się ku wschodowi pod wpływem wirowania ziemi (ob. niżej, przy wiatrach).

*Gałąź południowa prądu Południowo-Równikowego* płynie pod nazwą *prądu Brazylijskiego* u wybrzeża tegoż nazwiska, aż poza ujście La Platy; tutaj spotyka się, podobnie jak Golfstrom, z prądem zimnym, płynącym z południa, który poczęści pod nazwą *prądu*



*Falklandzkiego* wciska się między prąd Brazylijski i wybrzeże, po części zaś płynie na wschód jako *prąd Antarktyczny*. Prąd Brazylijski zwraca się też na wschód i wraz z prądem Antarktycznym dosięga zachodnich wybrzeży Afryki południowej, tu zwraca się na północ i jako oziębiający *prąd Benguelski* wraca wzdłuż brzegów Afryki do początku prądu Południowo-Równikowego.

β) *Prąd Północno-Równikowy* płynie, jak wiadomo, po części na zachód i wraz z prądem Guyańskim przez cieśniny wysp Antylskich dostaje się do morza Karybskiego; po części na północno-zachód po zewnętrznej stronie wysp Antylskich pod nazwą *prądu Antylskiego*, który łączy się, jak wiadomo, z Florydzkim.

b) *W oceanie Wielkim* spotykamy też prąd Równikowy, składa on się też z dwóch części: Południowo-Równikowego i Północno-Równikowego, między którymi płynie też prąd w kierunku odwrotnym, t. j. wschodni, podobny do prądu Gwinejskiego.

α) *Prąd Południowo-Równikowy* skręca dwa razy ku południowi: raz wzdłuż wschodnich wybrzeży australijskiego lądu, drugi raz — koło wysp Paumotu. Ta ostatnia gałąź, analogiczna do prądu Brazylijskiego, skręca na wschód, dosięga zachodnich wybrzeży Ameryki Południowej i wzdłuż nich płynąc na północ, jako oziębiający *prąd Peruwjański* (analogiczny do Benguelskiego) dosięga początku prądu Południowo-Równikowego. Prąd Południowo-Równikowy oceanu Wielkiego przedstawia jeszcze jedną nieprawidłowość: nie spotyka on na zachodzie nieprzebytej ściany lądowej (jak prądy oceanu Indyjskiego i Atlantyckiego), lecz wyspy, więc przez cieśninę między Australją i Nową Gwineą część jego płynie dalej na zachód i spotkawszy przeciwprąd Równikowy oceanu Indyjskiego, skręca na południe wzdłuż wybrzeży Zachodniej Australji, oddzielając od nich ciepłym pasem wody prąd zimny Zachodnio-Australijski.

β) *Prąd Północno-Równikowy* koło wysp Filipińskich skręca na północ i tworzy prąd analogiczny do Golfstromu, lecz słabszy, *prąd Japoński* albo *Kuro-Szio*. Prąd ten płynie na północowschód wzdłuż wschodnich (a po części i zachodnich) wybrzeży wysp Japońskich, które ogrzewa, spotyka się tam z zimnymi prądami morza Ochockiego i Beringa (prądy Sachaliński i Kurylski) (zjawisko mgły), skręca wzdłuż wysp Aleuckich ku północnozachodniej Ameryce, którą ogrzewa, a następnie skręciwszy na południowschód wzdłuż zachodnich wybrzeży Ameryki pod nazwą *prądu Kalifornijskiego* oziębiającego, powraca do początku prądu Północno-Równikowego.

c) *W oceanie Indyjskim* spotykamy tylko prąd Południowo-Równikowy (i przeciwprąd prawie wzdłuż równika); prąd ten

u północnowschodnich brzegów Madagaskaru dzieli się na dwie gałęzie, z których jedna płynie ku południowi, wzdłuż wschodnich wybrzeży wyspy (*prąd Maskareński*), druga zaś uderza o wschodnie brzegi Afryki, skręca na południe i pod nazwą *prądu Mozambickiego* przepływa kanał tegoż nazwiska, a u południowego rogu Afryki przyjmuje nazwę *prądu Agulhas*; prąd ten, spotkawszy się z prądem Antarktycznym, skręca na wschód, łączy się z prądem Maskareńskim, przez wyspy Kerguelen, które ogrzewa, dosięga zachodnich wybrzeży Australji i jako oziębiający prąd *Zachodnio-Australijski* powraca do początku prądu Południowo-Równikowego.

W północnej części oceanu Indyjskiego nie spotykamy analogicznie, jak w poprzednich oceanach, prądu Północno-Równikowego: tutaj stosownie do pory roku kierunek prądu zmienia się zgodnie ze zmianą kierunku wiatrów perjodycznych (mussonów): w czasie zimy wody tej części oceanu mają wogóle dążność ku zachodowi, w lecie — ku wschodowi.

## 2) Prądy polarne i ich gałęzie.

a) *Prąd Arktyczny*, płynąc od wschodu na zachód, napotyka wschodnie wybrzeża Grenlandji, zwraca się na południe, płynie przez cieśninę Danemark (między Grenlandją i Islandją) i zakręca około przylądka Farewel. *Prąd Baffiński* płynie z zatoki tegoż nazwiska, dalej na południe przyjmuje nazwę *prądu Labradorskiego*, który około New Foundlandu spotyka się z Golfstromem (topnienie gór lodowych, płynących ku południowi, osadzanie się ławicy Nowo Fundlandzkiej z moren, zawartych w górach lodowych) i dalej, zasilany prądem z zatoki św. Wawrzyńca, wciska się klinem między Golfstrom i wybrzeże Ameryki.

Do oceanu Wielkiego przez cieśninę Beringa nie dostaje się prąd zimny z oceanu Północnego, gdyż cieśnina ta jest zbyt płytka, ale z morza Beringa płynie *prąd Beringa*, a z morza Ochockiego — *prąd Ochocki*, które koło wysp Japońskich spotykają się z Kuro-Szio; część prądu Ochockiego płynie jako prąd Amurski przez morze Japońskie na południe wzdłuż wschodnich wybrzeży lądu do Korei, nawet do Formozy.

b) *Prąd Antarktyczny* płynie z zachodu na wschód i wysyła gałęzie swe na północ do trzech oceanów: Wielkiego, Atlantyckiego i Indyjskiego; gałęzie te łączą się z tamtejszymi prądami powrotnymi i tym sposobem powstają znane nam już zimne prądy: *Peruwjański*, *Benguelski* i *Zachodnio-Australski*.

b) *Teorja prądów morskich*. Pogląd na przyczynę prądów morskich ulegał w ciągu ubiegłego stulecia kilkakrotnym zmianom.

Początkowo przypuszczano, że ruch wirowy ziemi ku wschodowi wywołuje prąd Równikowy ku zachodowi (prądu przeciwnego jeszcze nie znano), wychodząc z założenia, że cząstki wody posiadają pewną bezwładność i wskutek tego nie mogą podążyć za ziemią. Zapatrywanie to nie liczy się z okolicznością, że ruch ziemi rozpoczął się nie od dziś, lecz trwa od niezmiernie długiego czasu i że wskutek tego powłoka wodna musiała przez tarcie otrzymać już dawno taką samą szybkość obrotową, jaką posiada sama skalna skorupa ziemi.

Później starano się w inny sposób związać prądy Równikowe z wirowym ruchem ziemi: przypuszczano, że wskutek siły odśrodkowej woda z dna musi wypływać na powierzchnię, a mając mniejszą szybkość wirowania, opóźnia się w tym ruchu, co wywołuje prąd ku zachodowi. Lecz i ten pogląd okazał się błędnym, albowiem w takim razie na całej powierzchni oceanu woda powinna być bardzo zimną. Istotnie w licznych okolicach, zwłaszcza na zachodnich wybrzeżach lądów podzwrotnikowych (z wyjątkiem Australji), zauważono, iż wskutek odprowadzenia wód wierzchnich przez prądy morskie wydobywa się zimna woda z głębin oceanów jako pionowy prąd rekompensacyjny (Auftriebwasser), ale nie są to zjawiska powszechne. Nadto z drugiej strony siła odśrodkowa znajduje już zadośćuczynienie w elipsoidalnym kształcie oceanu, w większem wzniesieniu jego powierzchni na równiku niż na biegunach.

Następnie i aż do naszych prawie czasów upatrywano przyczynę prądów morskich, głównie południkowych, w różnicach temperatury wody morskiej. Punkt wyjścia do takiego poglądu dała głównie analogja z oceanem powietrznym, gdzie rzeczywiście pasaty wyjaśniają się różnicą temperatury pasa równikowego z jednej, a wyższych szerokości geograficznych z drugiej strony. Analogja ta jednak jest tylko pozorna, albowiem woda stanowi medjum różne od powietrza i posiada inne warunki ogrzewania: powietrze ogrzewa się z dołu, woda — z góry; powietrze więc może miejscami znajdować się w równowadze niestałej, w morzu warstwy cięższe leżą zawsze na dole.

Pod jednym jednak względem różnice termiczne, podobnie jak różnice słońści, mogą istotnie wywołać prądy morskie. Są one bowiem, dzięki nierównej gęstości wody morskiej, przyczyną pewnych odchyłeń powierzchni morza od poziomu, a więc pewnych deniwelacji. Dzięki temu nachyleniu, powstają prądy od obszarów mniejszej do okolic większej gęstości wody morskiej. *Mohn* wskazał sposób, jak można zapomocą teoretycznego obliczenia względ-

nych różnic poziomu morza, wynikających z nierównomiernej gęstości (słoności i temperatury) wody morskiej, przewidzieć z góry kierunek i siłę prądów morskich.

Podobny skutek ma nadmierny przypływ wód rzecznych do morza (zwłaszcza śródziemnego) w jednym miejscu, a nadmierne parowanie wód oceanicznych w drugim miejscu.

Szczególnie wyraźnie występują tego rodzaju prądy kompensacyjne, zmierzające do sprowadzenia równowagi w morzu, ulegającemu deniwelacji, w cieśninach, łączących morza śródziemne z oceanem. Tak np., ponieważ romańskie morze Śródziemne traci więcej wody przez parowanie, niż otrzymuje od rzek i deszczów, więc poziom jego stoi niżej od poziomu Atlantyku i dlatego w cieśninie Gibraltarskiej płynie prąd z Atlantyku do morza Śródziemnego; prąd ten wskutek wirowego ruchu ziemi zbacza na prawo, przez co, naciskany ku wybrzeżom, obiega całe morze Śródziemne wzdłuż Afryki ku wschodowi i wzdłuż Europy z powrotem ku zachodowi. W morzach zaś Czarnem i Bałtyckiem dopływ wody przenosi ubytek przez parowanie i dlatego przez Bosfor i Dardanele, oraz przez Sund i Bełty, płyną prądy nazewnętrz i t. d. Wszystkie tego rodzaju prądy kompensacyjne są tylko częścią składową wielkiego wiru pionowego: prądom powierzchniowym odpowiadają prądy głębinowe, idące w odwrotnym kierunku, a obydwa systemy związane są prądami pionowymi (ob. str. 188 i fig. 116).

W najnowszych czasach *główną przyczynę panujących prądów morskich znaleziono w wiatrach*, głównie w pasatach okolic zwrotnikowych i w zachodnich wiatrach okolic umiarkowanych. Wprawdzie już i dawniej przyznawano wiatrom pewien wpływ na prądy, ale tylko na powierzchniowe; zaprzeczano zaś wpływu głębiej sięgającego. Ale Zöppritz dowiódł, że działanie wiatru, przy dostatecznie długim przeciągu czasu, jest w stanie sięgnąć daleko w głębie wód; albowiem, wprowadzona w ruch powierzchniowa warstwa wody udziela tego ruchu, wskutek tarcia, kolejno coraz niżej leżącym warstwom aż do samego dna. Gdyby w danej chwili nad powierzchnią oceanu, głębokiego na 4000 m., zaczął dąć wiatr o stałym kierunku i szybkości, to w 200000 lat ruch wody, przezeń wywołany, sięgnąłby aż do dna; przyczem szybkość prądu zmniejsza się ku dnu proporcjonalnie ze wzrostem głębokości.

Wprawdzie w rzeczywistości ani kierunek, ani szybkość wiatru nie pozostają stałemi; ale zmiany rozprzestrzeniają się w głąb nadzwyczaj powolnie, tak iż jeżeli są chwilowe, to mają wpływ tylko na warstwę najwyższą, warstwy zaś głębsze zatrzymują stale

tylko wpływ wiatrów przemagających. Tak więc prądy morskie obecne są produktem działania wszystkich wiatrów, jakie w ciągu niezliczonych stuleci wiały ponad danymi okolicami oceanu.

Prócz tego wiatry mogą się przyczynić do powstawania prądów, a raczej *pasów zimnej wody*, u wybrzeży jeszcze w sposób pośredni: wiejąc od lądu, zwiewają one wodę z powierzchni sąsiedniego morza, a na miejsce tej wody nie tylko woda powierzchniowa napływa z boków, wywołując rzeczywiste prądy, lecz i zimna woda wypływa z głębi (*prądy kompensacyjne*). Ta okoliczność przyczynia się w znacznej części do powstania znanych już zimnych prądów u zachodnich wybrzeży południowych części świata oraz u wschodnich wybrzeży północnych części świata. Dowodem tego jest zaobserwowany fakt, że na wschodnich brzegach półwyspu Somal, w czasie mussonu południowo-zachodniego powstaje pas wody zimnej, w czasie zaś mussonu północno-wschodniego pas ten znika.

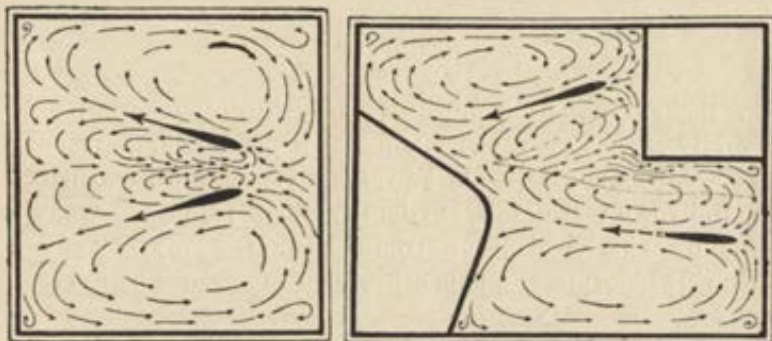


Fig. 115.

Wirowy ruch ziemi, wywołujący zboczenie każdego ruchu na ziemi (na półkuli północnej na prawo, na południowej na lewo),<sup>1)</sup> oraz lądy i mielizny, stawiające tamę prądom i zmuszające je do zmiany kierunku, wywierają na prądy też pewien wpływ modyfikujący. Tak np. przez odbicie prądów równikowych od wschodnich brzegów Ameryki Południowej i wysp wschodnio-azjatyckich powstaje między nimi przeciwprąd równikowy.

Powyższą teorię stwierdził Krümmel zapomocą bardzo prostego doświadczenia. Jeżeli w czworokątnej naczyniu z wodą (fig. 115) wywołamy, np. zapomocą maszynki inhalacyjnej, silne prądy „wymuszone” (przedstawione na figurze 115 zapomocą dwóch

<sup>1)</sup> Zboczenie to wynosi na powierzchni do 45° (Ekman) i wzrasta wraz z głębokością.

grubych strzałek), to powstanie w niem cały system prądów „swobodnych“ (można je uwidocznic zapomocą trocin), które wszystkie zmierzać będą do punktu, skąd wychodzą prądy pierwotne (skąd woda jest zwiewana): jedne w kierunku wprost przeciwnym między dwoma pierwotnymi prądami, inne drogami okólnemi.

Przez wstawienie do naczynia ścian blaszanych można odtworzyć pewne nieprawidłowości brzegów, jakie zachodzą w naturze; np. fig. 115 odtwarza nam równikową część Atlantyku; widzimy tu, iż prądy, sztucznie wywołane, przedstawiają nadzwyczajne podobieństwo do rzeczywistych prądów na mapie.



Fig. 116.

W podobny sposób można stwierdzić doświadczeniem wypływanie wody z dna przy zwiewaniu jej z powierzchni; trzeba tylko pogrążyć w naczyniu z wodą kawałek blachy, reprezentującej podwodną mieliznę, i wywołać przez dmuchanie z jednej jej strony prądy powierzchniowe, a po drugiej stronie nastąpi wypływ wody z dna, co można uwidocznic zapomocą kropli atramentu. Fig. 116.

## C) Powietrze (atmosfera).

### 1) Kształt i wysokość atmosfery.

Ocean powietrzny, otaczający ziemię przezroczystą błękitną powłoką, nie posiada rozczłonkowania poziomego w tem znaczeniu, co ocean wodny; albowiem żadne wyniosłości skorupy ziemskiej nie sterczą ponad górną powierzchnię powietrza i nie dzielą takowej na części. Co do przekroju pionowego, to powietrze posiada kształt sferoidu, którego środek zajmuje ziemia. Dolna powierzchnia tego sferoidu powietrznego jest wyznaczona przez powierzchnię ziemi wodną i lądową, której nierówności są jednak znikome w porównaniu z grubością (wysokością) atmosfery. Górna powierzchnia atmosfery jest wyznaczona przez równowagę między siłą odśrodkową, usiłującą oddzielić cząstki powietrza od ziemi, i siłą ciężkości, usiłującą je zatrzymać przy ziemi; ponieważ siła odśrodkowa wraz z oddaleniem od środka ziemi (powiększeniem się promienia obrotu) rośnie, a siła ciężkości maleje, więc w pewnej odległości od powierzchni ziemi (blisko 6 promieni ziemskich) musi istnieć geometryczne miejsce takich punktów, w których siła odśrodkowa równa się sile ciężkości. Miejsce to, t. j. ta powierzchnia, będzie absolutną granicą górną atmosfery, albowiem każda cząstka powietrza, która dostanie się poza tę granicę, uwolni się od przyciągania ziemi i wejdzie w sferę przyciągania innych ciał niebieskich; przestanie należeć do ziemi. Powierzchnia ta musi mieć, jak wiadomo (ob. wyżej o teorii Laplace'a, str. 32) kształt sferoidu. Ważniejszą od tej teoretycznej, *matematycznej granicy* (wysokości) atmosfery jest *granica fizyczna*, t. j. granica, poza którą nie odbywają się już, dające się zaobserwować, zjawiska atmosferyczne, w pierwszym rzędzie świetlne. Granicę tę znaleziono zapomocą mierzenia wysokości, w której zaczynają świecić, t. j. płonąć, gwiazdy spadające, światła polarne, meteoryty, jasne chmury i t. d. Obserwując z dwóch punktów

na ziemi, których odległość jest znana, kąty, pod którymi widać np. gwiazdę w chwili, gdy zaczyna świecić, możemy narysować trójkąt, mając jego podstawę i dwa kąty przypoławstwane. Wysokość trójkąta będzie (w zmniejszonej skali) wysokością, w której gwiazda zapłonęła. Taka granica atmosfery sięga 200—250 km., ostatnie ślady światła polarnego dają się zauważyć w wysokości 400—450 km.

## 2) Skład powietrza.

Powietrze atmosferyczne jest mieszaniną gazów: przedewszystkiem tlenu i azotu w stosunku blisko 21 do 78 (co do objętości). Reszta (1%) przypada na argon, kwas węglowy i wodór. Tlen łączy się chciwie z różnemi ciałami, utlenia je: wywołuje gnicie, palenie, podtrzymuje oddychanie (utlenianie krwi); bez tlenu nie byłoby życia zwierzęcego. Azot, rozrzedzając tlen, zmniejsza siłę jego działania.

Ilość tlenu zmniejsza się wraz ze wzniesieniem: stąd w wysokości kilku tysięcy metrów ciało ludzkie zapada na „chorobę górską“ a znajduje wokoło 13000 m. absolutną górną granicę możności bytowania. Dotąd doszedł człowiek w górach do 7200 m., wznosił się w balonie do 11700 m.

Oprócz tych pięciu głównych części składowych znajdują się w powietrzu inne składniki podrzędne, jako to: para wodna, amonjak, pył, dym i różne mikroskopowe organizmy (bakterje), spowodzające choroby (zwłaszcza w krajach gorących i wilgotnych). Na wybrzeżach morza znajdują się prócz tego w powietrzu sól i jod (zakłady lecznicze nadmorskie dla dzieci skrofulicznych).

Te podrzędne części składowe występują w ilości małej, przytem zmiennej.

I tak ilość pary wodnej maleje wogóle od równika ku biegunom; naturalnie jednak, iż nad oceanem jest jej więcej niż nad pustynią, gdzie powietrze natomiast przepełnione jest pyłem, który wywołuje zamglenie atmosfery (przeciska się przez namioty, wywołuje zapalenie oczu i t. p.); dym zanieczyszcza atmosferę w okolicy fabryk, dużych miast oraz w okolicach wypalania lasów i torfowisk. Amonjak wywiązuje się przy gniciu ciał organicznych, stąd wiele go znajduje się w miastach; ilość jego się zwiększa, jak pyłu zmniejsza, po każdym deszczu; bakterje są najliczniejsze w miastach, najmniej liczne w górach i nad morzem. Kwas węglany występuje w większej ilości w wielkich miastach i w okolicach wulkanicz-



nych, gdzie wydobywa się z kraterów (np. Psia Grota pod Neapolem). Kwas węglany jest szkodliwy dla oddychania, stąd to ogrody i skwery w miastach mają zdrowotne znaczenie, gdyż zielone części roślin pochłaniają kwas węglany i wydzielają tlen, potrzebny do oddychania; słusznie ogrody i skwery wielkich miast nazwano „płucami miast“.

O ile tylko wulkany wydzielać będą dostateczną ilość kwasu węglanego a rośliny z niego tlen, niema obawy, by ilość tlenu w powietrzu (wciąż absorbowana przez organizmy zwierzęce i minerały wietrzejące) obniżyła się poniżej minimum, niezbędnego dla życia ludzkiego (około 17,2<sup>0</sup>/<sub>0</sub>).

### 3) Temperatura powietrza.

#### 1. Ogrzewanie się powietrza.

Ponieważ skorupa ziemska jest bardzo złym przewodnikiem ciepła, więc wewnętrzne ciepło ziemi, wyjąwszy okolice wybuchających wulkanów i źródeł gorących, nie mają żadnego wpływu na stopień ciepła, czyli temperaturę powietrza; podnoszą ją najwyżej o 0,1°. *Źródłem ciepła* na ziemi jest jedynie słońce, które wysyła jej co-rocennie tyle ciepła, iż mogłoby ono stopić warstwę lodu, pokrywającą ziemię na 40 m. grubości. Promienie słońca, przechodząc przez powietrze, nie wiele je ogrzewają i dopiero odbite od powierzchni ziemi, ogrzewają takową; powietrze ogrzewa się dopiero od ogrzanej ziemi, niby od pieca.

Stąd wynika: 1) że stopień ciepła czyli temperatura ubywa, z powodu oddalenia się od owego „pieca“, od dołu ku górze i 2) — od równika ku biegunom (bo, jak wiadomo, kąt padania promieni słonecznych na horyzont ku biegunom się zmniejsza).

Co do pierwszego, to mogłoby się wydawać, że ogrzanie dolnych warstw powietrza od powierzchni ziemi powinny się szybko udzielać warstwom górnym; albowiem rozgrzane powietrze, wskutek rozrzedzenia, staje się lżejszem i wznosi się w górę, powinny więc tam przynosić ciepło. Tak jednak nie jest, albowiem wznoszące się powietrze dostaje się pod coraz mniejsze ciśnienie i wskutek tego rozszerza się; na to rozszerzanie zużywa się znaczna ilość pracy mechanicznej, którą wykonywa ciepło. Ciepło zużywa się na ruch cząsteczek, a wskutek tego temperatura się obniża; mianowicie w razie, gdy powietrze jest zupełnie suche, to obniżanie się temperatury w miarę wznoszenia się powietrza odbywa się w sto-

sunku 1° na 100 m. wzniesienia. Gdy powietrze jest wilgotne, to zniżenie temperatury odbywa się tak samo jak w powietrzu suchem tylko dotąd, dopóki wskutek oziębienia nie zacznie się skraplanie pary; od tego czasu obniżenie temperatury odbywa się powolniej, mianowicie mniej więcej tylko w stosunku  $1/2^{\circ}$  na 100 m., albowiem przy skrópleniu wilgoci uwalnia się ciepło, utrzymujące dotąd wodę w stanie pary, i wpływa na podniesienie temperatury powietrza, zmniejsza wielkość jego oziębienia się przy wznoszeniu (zwłaszcza w zimie).

Jak wzniesienie się powietrza wywołuje oziębienie, tak znów opadanie zimnego ciężkiego powietrza górnych warstw na dół wywołuje ogrzanie; albowiem powietrze, dostawszy się pod większe ciśnienie, zmniejsza swą objętość, przez co wywiązuje się ciepło (jak przy rozszerzeniu — zimno). To ogrzewanie się powietrza przy zstępowaniu w dół jest prawie takie same, jak oziębianie się przy wznoszeniu powietrza suchego w górę, to jest 1° na 100 m., gdyż przy zstępowaniu skroplenie nie ma miejsca, nie wywiera więc żadnego wpływu modyfikującego; raczej ulotnienie nieznacznej pozostałej ilości wody wywołuje nieznaczne oziębienie, t. j. nieznaczne zmniejszenie stopnia ogrzania.

W każdym razie pionowe prądy powietrza przyczyniają się w wysokim stopniu do złagodzenia różnic temperatury między powierzchnią ziemi a wyższymi warstwami atmosfery. Intensywne badania wyższej atmosfery, prowadzone od 20 lat zapomocą balonów, latawców i t. d. do 30 km. wysokości, wykazały, iż w dolnej części atmosfery temperatury obniżają się wraz ze wzniesieniem zrazu łagodnie, dopóty odbywają się procesy skraplania pary wodnej (*dolna troposfera*, do 5000 m.), później w suchem już powietrzu szybko (*górną troposferą*, do 10000 m.). Wyżej natrafiamy na warstwę *izotermiczną* (10—12000 m), w której zmiany temperatury są nadzwyczaj łagodne i równie często pozytywne jak negatywne: na tej warstwie wreszcie spoczywa *stratosfera*, termicznie jednostajna, pozbawiona prądów pionowych, a stąd spokojna. Dolna granica tej stratosfery waha się między 9000 m. (nad obszarami o niskiem ciśnieniu powietrza) a 15000 m. (nad maximami barometrycznymi), obniża się z 17000 m. nad równikiem do średnio 9000 m nad kołem podbiegunowem północnem.

Co do drugiego prawidła, to zmniejszanie się temperatury ku biegunom zależy, jak wspomnieliśmy, od zmniejszania się w tym kierunku kąta padania promieni na horyzont. Że rzeczywiście siła ogrzewająca powierzchnię zmniejsza się ze zmniejszeniem kąta padania, wiemy to z doświadczenia: rano lub wieczór, gdy słońce stoi

nizko nad poziomem i promienie jego trafiają powierzchnię ziemi bardzo ukośnie, pod małymi kątami, wtedy niewiele ono ogrzewa; ku południowi zaś, gdy słońce wznosi się wyżej i promienie padają pod większymi kątami, bliższymi prostego, słońce dogrzewa silniej. Na tem polega także znany fakt, że w zimie na dachach, zwróconych ku słońcu, śnieg prędzej topnieje niż na powierzchni ziemi; że winnice, potrzebujące silnego ciepła, zakłada się nie na gruncie poziomym, lecz na pochyłościach, zwróconych ku słońcu: na dach bowiem i na zbocze pochyłe promienie słońca padają pod większymi kątami niż na powierzchnię poziomą.

Wpływ zmniejszania się kąta padania na zmniejszanie ogrzewania polega na tem, że przy mniejszym kącie padania mniej promieni pada na tę samą przestrzeń, jak to widać z figury: powierzchnia  $ab$ , będąc zboczem zwróconem ku słońcu, otrzymuje taką samą ilość promieni, jak powierzchnia pozioma  $cb$ , znacznie większa od  $ab$ . Fig. 117.

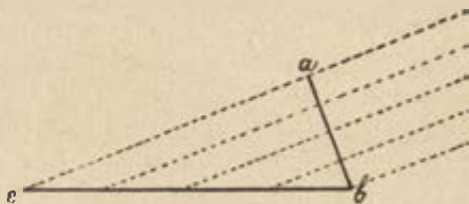


Fig. 117.

Prócz tego zmniejszanie się temperatury ku biegunom zależy od zmniejszania się kąta padania nie tylko dla powyższego względu ale i dlatego, że im ukośniej promienie słońca przechodzą przez atmosferę, tem dłuższą drogę przez nią odbywają; tem więcej więc tracą ciepła po drodze<sup>1)</sup>, zanim dojdą do powierzchni ziemi, aby ją ogrzać. (Fig. 118:  $bc > ac$ ).

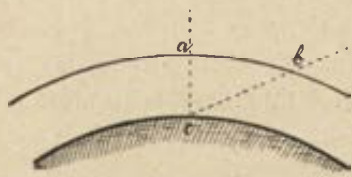


Fig. 118.

To zmniejszanie się temperatury ku biegunom ulega pewnym nieprawidłowościom, naprzód z tego powodu, że słońce, jak wiadomo, nie zawsze znajduje się na równiku, lecz, wskutek jego nachylenia do ekliptyki pod kątem  $23\frac{1}{2}^{\circ}$ , waha się w ciągu roku ruchem pozornym od jednego zwrotnika do drugiego, tak iż największy kąt padania ( $90^{\circ}$ ), a stąd i największe ogrzanie, nie zawsze przypada na równik, lecz przechodzi od jednego zwrotnika do drugiego. Stąd także ogrzewanie w różnych porach roku na tym samym równo-

<sup>1)</sup> Atmosfera absorbuje w pierwszym rzędzie promienie czerwone, przepuszcza atoli niebieskie.

leżniku jest niejednakowe, tem bardziej, że w lecie, przy większym kącie padania promieni, powiększa się też i długość dnia, to jest długość przebywania słońca nad poziomem. Nierówna długość dnia i pory roku są więc skutkami okresowych wahań promieniowania słonecznego, spowodowanych nachyleniem ekliptyki.

Ale gdybyśmy nawet uwzględnili wszystkie powyższe okoliczności, otrzymalibyśmy obraz *klimatu solarnego*, nie potrafilibyśmy jednak na tej podstawie obliczyć, jaką temperaturę ma rzeczywiście pewien równoleżnik, albowiem nowe nieprawidłowości wynikają z wpływu rozmaitych warunków miejscowych.

## 2. Wpływ warunków miejscowych na temperaturę.

Jakkolwiek powyżej wymienione okoliczności już dość komplikują rozkład temperatury na ziemi, sprowadzając nieprawidłowość w jej ubywaniu ku biegunom, to jednak polegają na upraszczającym przypuszczeniu, że ziemia jest dokładną i jednorodną kulą, a choćby elipsoidem obrotowym. Przy takim warunku mielibyśmy przynajmniej tę prawidłowość, że wszystkie miejscowości, leżące na jednym równoleżniku, miałyby jednakową temperaturę (bo mają i kąt padania promieni i długość dnia jednakową).

Ale ziemia nie jest ani kulą dokładną, ani jednorodną, albowiem co do pierwszego, to, pomijając niewiele tu znaczące spłaszczenie ku biegunom, ziemia posiada nierówności: wyżyny, góry, niziny, doliny. Co do drugiego, to składa się ona z różnorodnych materiałów: przedewszystkiem z wody i ładu, woda jest słona lub słodka, a ład składa się ze skał różnego gatunku. Przytem przedstawia różne warunki powierzchni w zależności od wilgoci i szaty roślinnej: obok suchych pustyń skalistych lub piaszczystych znajdują się moczary; obok stepów bezdrzewnych—nieprzebyte gąszcze leśne i t. d.

Wszystkie powyższe nieprawidłowości (urozmaicenia) w ukształtowaniu, składzie i stanie powierzchni ziemi, które zwiemy warunkami *miejscowymi* (*lokalnymi*), *geograficznymi*, burzą jeszcze bardziej prawidłowość w rozkładzie ciepła na ziemi, i są przyczyną, że miejscowości, leżące na jednym równoleżniku, mają nieraz bardzo różne temperatury i odwrotnie: miejscowości, odległe od siebie na wiele stopni szerokości geograficznej, mają nieraz temperaturę jednakową.

Wpływ tych warunków jest tak ważny, iż należy go rozważyć szczególnie.

a) *Wpływ ukształtowania pionowego (wzniesienia i kształtu powierzchni ziemi)*. Ponieważ w wyższych warstwach powietrze jest, jak wiadomo, zimniejsze niż w niższych, więc na górach i wyżynach musi być zimniej niż na sąsiednich nizinach (przytem i tutaj ubytek temperatury ku górze jest znaczniejszy w lecie niż w zimie, str. 202). Wprawdzie wyniosłości, sterczące śród atmosfery, ogrzewają się od słońca, jak wogóle powierzchnia ziemi; a nawet ogrzewają się silniej niż powierzchnia nizin, albowiem promienie słońca, padające na wyniosłości, przechodzą krótszą drogę przez atmosferę i przytem przez część jej rzadszą, mniej więc tracą w niej ciepła niż promienie, padające na niziny. Ale wyniosłości te mają stosunkowo niewielką powierzchnię, nie są więc w stanie ogrzać otaczającej je zimnej atmosfery, podobnie jak mały piec nie jest w stanie ogrzać zbyt wielkiego pokoju.

Z uwag tych łatwo wyprowadzić wniosek, że ubytek temperatury z wysokością jest na wyniosłościach jednak nieco mniejszy niż w swobodnej atmosferze; przytem—że na górach odosobnionych jest większy niż na wyżynach (bo te ostatnie przedstawiają znaczniejszą powierzchnię ogrzewania; z tego też powodu na wyżynach ubytek temperatury w lecie jest, odwrotnie niż w swobodnej atmosferze i na górach, mniejszy niż w zimie); wreszcie na górach stromych większy niż na łagodnych (bo te przedstawiają pewne podobieństwo do wyżyn).

Najznaczniejszy też ubytek temperatury ku górze znaleziono na odosobnionej wyspie św. Heleny, gdzie przytem powietrze jest bardzo suche; mianowicie, ubytek wynosi tam prawie  $1^{\circ}$  na 100 m., to jest prawie tyle, ile w zupełnie suchem powietrzu i swobodnej atmosferze.

Wstępując więc na wysoką górę, doznajemy pod względem temperatury takich samych zmian, jakbyśmy się zbliżali do bieguna. Tylko zmiany zachodzą daleko szybciej; np. jeden stopień różnicy temperatury odpowiada na równiku 100 — 200 m. różnicy wysokości a 1000 km. i więcej odległości południkowej. Przytem, ponieważ oziębienie na górach szybciej następuje w lecie niż w zimie, więc na górach wahania roczne są mniejsze, lata są chłodniejsze a zimy cieplejsze niż na nizinach wyższych szerokości geograficznych z tą samą temperaturą roczną.

Drugą charakterystyczną cechą stosunków temperatury na górach jest bardzo wielka różnica między temperaturą na słońcu i w cieniu (z powodu silnego bezpośredniego działania promieni słońca w czystym i rzadkiem powietrzu, ob. str. 203). Różnica ta

występuje szczególnie silnie w zimie; tak np. w Daros, stacji leczniczej w Graubünden (1650 m. wysokości), zdarzyło się (30. XII 1873), iż podczas gdy w cieniu temperatura wynosiła — 13°, na słońcu wzniosła się do + 39° (więc 52° różnicy!). Tym sposobem chorzy, chodząc na słońcu, mogą oddychać tam zdrowem zimnem powietrzem, a mimo to nie doznawać zimna, nie narażać się na zaziębienie.

Co do *wpływu* nie samego wzniesienia, lecz ukształtowania gruntu, *plastyki*, to ważną jest szczególnie ta nieprawidłowość w rozkładzie pionowym, którą wywołują kotliny, zewsząd otoczone wysokimi górami, pozbawione swobodnego przewiewu. W zimie, w czasie silnych mrozów, warstwy powietrza, spoczywającego na górach, oziębiają się silnie od oziębionej przez promieniowanie ziemi; a wskutek braku przewiewu nie mieszają się z sąsiednimi warstwami powietrza, lecz, jako ciężkie, gromadzą się na miejscu, na dnie kotlin, które stanowią wtedy jakby jeziora zimnego powietrza; wówczas temperatura ku górze, zamiast ubywać, wzrasta (lecz tylko do pewnej granicy, od której począwszy ubywa). Zjawisko to (*odwrócenie temperatury*) występuje często na Podhalu, we wschodnich Alpach w dolinie Celowca, w Engadynie i t. d. Górale znają to zjawisko i dlatego nie budują się i nie uprawiają pól na dnie takich kotlin, lecz wyżej, na stokach wyniosłości. Podobne stosunki spotykamy na otoczonej górami wyżynie Podalpejskiej, gdzie głębokie doliny rzek (Dunaju i jego dopływów) są w zimie zimniejsze niż dzielące je płaty wyżyny. Na wielką skalę stosunki takie występują we wschodniej Syberji, gdzie góry graniczne od południa i wschodu przeszkadzają odpływowi zimnego powietrza.

Dalej wpływ *plastyki* wyraża się we wspomnianym już powolniejszym ubytku temperatury na pochyłościach łagodnych niż na stromych; w silniejszym ogrzewaniu zboczy zwróconych ku słońcu niż powierzchni poziomej, a to z powodu, jak już wspomnieliśmy, większego kąta padania promieni w pierwszym razie. Tak np. u nas promienie słońca na poziom nigdy nie padają pod kątem prostym, ale na zbocza nachylone pod kątem  $28\frac{1}{2}^{\circ}$  padają np. pod kątem prostym w dniu 21 czerwca, jak to widać na fig. 119, przedstawiającej kulę ziemską. Na figurze tej W jest punktem, leżącym pod 52 szer. (np. Warszawa), p<sub>1</sub> przedstawia jego poziom, WZ—pion, linje SW — promienie słońca w dniu 21 czerwca (gdy słońce znajduje się o  $23\frac{1}{2}^{\circ}$  na północ równika). Jeżeli z punktu W wyprowadzimy prostopadłą W a (zbocze) do SW, to łatwo obliczyć, że

kąt  $aWp$ , jako równy kątowi ZWS (ramiona ich są prostopadłe), ma  $28\frac{1}{2}^{\circ}$ . Na poziomym promieniu słońca padają tu pod kątem  $61\frac{1}{2}^{\circ}$ .

Stosunki ogrzewania zboczy jeszcze się potęgują, gdy u stóp pochyłości rozciąga się zwierciadło wodne, odbijające silnie promienie słońca ku tej pochyłości. Takie stosunki napotykamy np. na północnem wybrzeżu jeziora Genewskiego i na wybrzeżu Genueskiem („Riviera“); to też tam spotykamy wyjątkowo bujną roślinność i stacje dla chorych na piersi.

Dalej: przeciwne pochyłości gór, słoneczne i odsłoneczne, różnią się wskutek tego pod względem temperatury, nie tak jednak bardzo jak dawniej przypuszczano; albowiem w godzinach porannych i wieczornych północne zbocza gór (na naszej półkuli) są oświecane

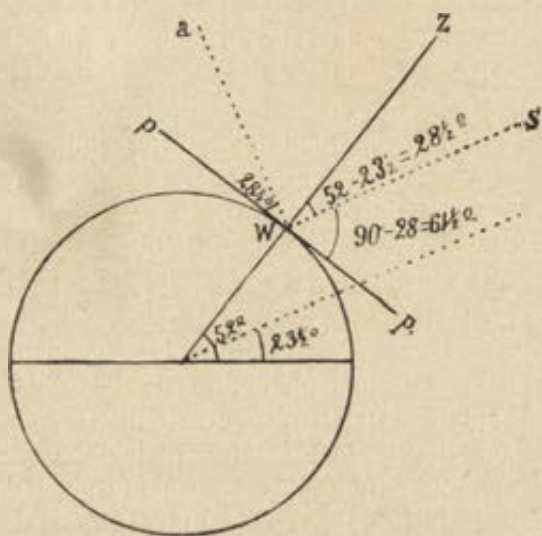


Fig. 119.

i ogrzewane *bezpośrednio* choć niedługo, przez promienie słońca. Zależy to od tego, że słońce na naszej półkuli w lecie wschodzi i zachodzi w punktach, leżących na północ od prawdziwego wschodu i zachodu. Przy niskiej szerokości geograficznej może to wywierać znaczny wpływ na ogrzewanie stoków północnych. Tak np. północne stoki Himalajów ( $28^{\circ}$  szerokości północnej) są przez trzy prawie miesiące rano i wieczorem silnie ogrzane.

Wreszcie łańcuchy gór wywierają wpływ na temperaturę i przez to, że na jednym swym stoku mogą powstrzymywać wiatry ciepłe, a na drugim zimne; przeszkadzają mieszanemu się powietrzu o różnej temperaturze i stąd wielkie różnice temperatury powstają

na niewielkich odległościach. Głównie mają tu wpływ góry równoleżnikowe jak Himalaje, Alpy, Karpaty, Bałkan, Taurus i t. d., lecz niekiedy i góry południkowe, np. Skandynawskie, które na swym zachodnim stoku powstrzymują ciepłe wiatry zachodnie, wiejące od Golfstromu.

b) *Wpływ ładu i morza.* Wiadomo, że różne ciała potrzebują różnej ilości ciepła, aby się ogrzać do jednakowej temperatury (mają różne ciepło gatunkowe). Otóż woda ma ciepło gatunkowe około 2 razy większe niż grunt suchy, to znaczy, że woda potrzebuje około dwa razy większej niż łąd ilości ciepła, aby się ogrzać do tej samej, co on, temperatury; woda więc ogrzewa się trudniej i powolniej, niż łąd, ale też zato trudniej i powolniej się oziębia. Prócz tej przyczyny zasadniczej są także inne, uboczne, które ten stosunek ogrzewania się i oziębiania wody i ładu jeszcze potęgują. I tak, ogrzewanie wody w czasie lata zmniejsza się naprzód dlatego, że woda znaczną część padających na nią promieni odbija od swej gładkiej powierzchni. Dalej znaczna część promieni, padających na wodę, zużywa się nie na jej ogrzewanie, lecz na jej zmianę w parę, a w wyższych szerokościach — na roztopianie lodów. W zimie znów oziębione cząstki wody stają się cięższe i opadają na dno (w wodzie słodkiej póki temperatura nie obniży się poniżej  $+ 4^{\circ}$ , a w wodzie słonej nawet poniżej  $0^{\circ}$ ), a na ich miejsce wznoszą się z dołu lżejsze, cieplejsze. Proces rozgrzewania lub ochładzania obejmuje więc w wodzie potężniejsze warstwy niż na łądzie. Dalej przy przejściu pary w wodę, a wody w lód, uwalniające się ciepło zmniejsza oziębienie. Wreszcie nad wodami powietrze jest wilgotne, często chmurne, i dlatego w lecie chroni wodę od zbytniego rozgrzania przez promienie słońca; w zimie znowu chroni od nadmiernego oziębiania, gdyż przytrzymuje na dole, podobnie jak szkło inspektowe, ciemne promienie ciepła, uchodzące z ziemi.

Dlatego to, podczas gdy łąd na pustyniach rozgrzewa się na przeszło  $70^{\circ}$ , morze nie dosięga połowy tej temperatury (str. 177).

Stąd łatwo zrozumieć, że na jednym i tym samym równoleżniku w zimie i nocy morze, a stąd i powietrze nad niem, jest cieplejsze, zaś w lecie i dzień zimniejsze niż łąd i powietrze nad nim; czyli — że morze wpływa miarkująco na skwary letnie i mrozy zimowe, zmniejsza różnicę między temperaturą lata i zimy, a podobnie także — dnia i nocy. Przytem z powodu powolności ogrzewania i oziębiania się wody, czas jej najwyższej i najniższej temperatury opóźnia się w porównaniu z łądem: gdy nad łądem (na naszej półkuli) najwyż-



sza temperatura bywa w lipcu, a najniższa w styczniu, to nad morzem — w jesieni i na wiosnę.

Ten łagodzący wpływ morza udziela się wyspom i krajom nadbrzeżnym, które różnią się pod tym względem od krain, we wnętrzu lądu leżących; w pierwszych — dnie i lata nie są zbyt gorące, noce i zimy — niezbyt zimne; w drugich odwrotnie. W pierwszych różnice między temperaturami dnia i nocy, oraz lata i zimy (albo lepiej — najcieplejszego i najzimniejszego miesiąca), czyli tak zwane *amplitudy* dzienne i roczne są nieznaczne; w drugich — znaczne.

Nie tylko jednak temperatury krańcowe, ale i średnie zależą od rozkładu lądów i wód, a to w rozmaity sposób w rozmaitych szerokościach geograficznych: w niższych szerokościach powiększenie ogrzania letniego na lądzie jest większe niż powiększenie zimna w zimie, ogrzewający wpływ lądu przeważa nad oziębiającym; w wyższych szerokościach odwrotnie. Stąd w niższych szerokościach ląd podnosi średnią temperaturę roku, w wyższych obniża ją.

c) *Wpływ natury gruntu i stanu powierzchni.* Jak woda i ląd, tak też i różne gatunki gruntu, a zarazem różne formy pokrywającej go szaty roślinnej, wywierają wpływ na zdolność ogrzewania się i oziębiania gruntu, a stąd i na temperaturę powietrza.

Piasek suchy posiada tę zdolność w najwyższym stopniu, to też grunty pustyń, jak wnętrze Australji, Sahara, a nawet dalej na północ leżące Turan i Gobi, rozgrzewają się do przeszło 70° tak, iż można tu w piasku upiec jaja na twardo. Grunt z barwą ciemną i chropowaty (lawowy, czarnoziemny) rozgrzewa się silniej niż biały i gładki (kredowy, wapienny, śnieżny), od którego promienie silnie się odbijają; to też nawet w wilgotnej i chłodnej Islandji ciemny wulkaniczny piasek rozgrzewa się tak silnie od słońca, że powstają na nim zjawiska podobne do zjawisk pustynnych krain gorących, jak trąby powietrzne i miraż.

Grunt wilgotny, bagnisty naturalnie daleko trudniej się rozgrzewa niż suchy, albowiem znaczna część ciepła zużywa się na osuszenie jego, to jest ulatnianie wody, w nim zawartej. Podobna różnica zachodzi między gruntem pokrytym lasami a nagim: pierwszy mniej się ogrzewa, gdyż naprzód roślinność wstrzymuje bezpośrednio działanie promieni słonecznych na grunt, powtóre, część ciepła zużywa się na ulatnianie wilgoci z roślin i z gruntu zwykle tu wilgotnego. Z drugiej znowu strony las niejako otula ziemię, nie pozwala jej silnie oziębic się przez promieniowanie nocne i zimowe.

Tym sposobem las (i grunt bagnisty) oddziaływa na temperaturę podobnie jak morze: łagodzi ostateczności. Przykład tego widzimy w olbrzymich lasach dorzecza Amazonki, gdzie temperatura miejscowości, leżących o setki mil od morza, nie różni się od temperatury miejsc nadmorskich; to znaczy, że las znosi tu wpływ położenia lądowego, zastępuje wpływ morza.

### 3. Rozkład poziomy temperatury na ziemi, linje izotermiczne.

Z rozpatrywania powyższych przeróżnych wpływów, burzących prawidłowy rozkład temperatury, łatwo zrozumieć, jak dalece skomplikowane są stosunki tego rozkładu; jak muszą się różnić od rozkładu, któryby miał miejsce na prawidłowej i jednorodnej kuli; jak niepodobną byłoby rzeczą stosunki rzeczywiste obliczyć teoretycznie, matematycznie. Dla zdania więc sobie sprawy z tego rozkładu, trzeba bezpośrednich obserwacji w najliczniejszych o ile możliwości miejscowościach, i to — obserwacji wieloletnich, aby przez obliczenie średnich dziennych, miesięcznych i rocznych z lat wielu uwolnić wyrażenia temperatur w danym miejscu od nieprawidłowości chwilowych, przypadkowych; wiemy bowiem, że nie każdego roku temperatura jest w danym miejscu zupełnie jednakowa. Lecz nawet mając tak obliczone cyfry dla bardzo licznych miejscowości, jeszcze nie zdołalibyśmy wytworzyć sobie pojęcia o rozkładzie ciepła na ziemi, trudno bowiem zorjentować się w tak olbrzymiej ilości cyfr.

Dlatego, to jest dla ułatwienia objęcia za jednym rzutem oka tego skomplikowanego obrazu, wprowadzono pewne linje (izotermiczne), ułatwiające orjentowanie się. Linje te łączą na mapie miejscowości, posiadające pod pewnym względem jednakowe stosunki temperatury (jednakową średnią miesięczną, roczną, jednakowe różnice w ciągu roku i t. d.). Ale i tutaj dla uniknięcia nierozwikłanego chaosu, sprawianego przez nieskończoną różnorodność nierówności gruntu, trzeba było wprowadzić pewne uproszczenie, mianowicie sprowadzić temperatury wszystkich miejsc do poziomu morza; t. j. każdą obserwowaną temperaturę powiększano średnio tyle razy o 0,5°, ile razy wysokość miejsca nad poziomem jest większa od 100 m., (bo w takim stosunku temperatura ubywa ku górze). Tak na przykład, jeżeli miejscowość jakaś, leżąca na wysokości 1000 m., ma temperaturę 8°, to na mapie dano jej temperaturę

$$8^{\circ} + \frac{1000}{100} \times 0,5 = 8^{\circ} + 5^{\circ} = 13^{\circ}.$$

Taką bowiem temperaturę miałyby ta miejscowość, gdyby leżała na poziomie morza. Można by i o tem pomyśleć, by obrać dla izoterm sezonowych, miesięcznych i t. d. inne współczynniki redukcji; w każdym razie należy o tem pamiętać, że wszelkie mapy izoterm mają walor tylko dla obranego w danym wypadku współczynnika redukcji.

a) *Izotermia*. Z linii izotermicznych najważniejszemi są izotermie i izoamplitudy; pierwsze łączą punkta, mające jednakową średnią temperaturę roczną (*izotermie roczne*) lub miesięczną (*izotermie miesięczne*); zwykle bierze się pod uwagę izotermie miesiąca lipca i stycznia, jako krańcowych co do temperatury. *Izoamplitudy* łączą punkta, mające jednakową różnicę (*amplitudę*) temperatury między lipcem i styczniem, wogóle między miesiącem najcieplejszym i najzimniejszym.

Z dołączonych tu trzech map izoterm (styczniowych, lipcowych i rocznych) łatwo możemy wyczytać i sprawdzić wiele tych uwag, któreśmy wyżej o stosunkach termicznych zrobili, oraz wprowadzić szereg innych ważnych prawideł.

Najpierw więc ze wszystkich trzech map widać, że izotermie nie biegną wzdłuż równoleżników, ani nawet nie są względem siebie równoległe. Pokazuje to naprzód, że miejscowości, leżące na jednym równoleżniku, nie mają jednakowej temperatury; dalej — że temperatura na różnych południkach ubywa nie jednakowo szybko ku biegunom. Gdzie izotermie zbliżają się i cisną ku sobie, tam ubytek idzie szybciej i odwrotnie; w Europie np. izotermie rozchodzą się, biegną rzadko; to pokazuje, że ubytek temperatury jest powolny. Nie można więc powiedzieć wogóle, w jakim stosunku temperatura ubywa ku biegunom na każdy stopień południka (dla Europy, ubytek na 1°, t. j. 15 mil, wynosi mniej więcej tylko tyle, co ubytek ku górze na 100 m.).

Rozpatrzmy bliżej naprzód izotermie miesięczne stycznia i lipca, gdyż one, jako przedstawiające stosunki krańcowe temperatury, daleko dobitniej wyrażają pewne prawa ogrzewania i oziębiania ziemi, niż izotermie roczne, przedstawiające stosunki przeciętne, średnie z całego roku, w których z tego powodu wpływ ogrzewania i oziębiania ulegają pewnemu zatarciu.

1) *Izotermie styczniowe*. Z mapy izoterm styczniowych (miesiąca najzimniejszego dla północnej półkuli, a najcieplejszego dla południowej) widzimy (fig. 120) wogóle, iż na półkuli północnej izotermie wyginają się dwa razy ku biegunowi. Raz silniej we wschodniej stronie oceanu Atlantyckiego, gdzie dosięgają znacznej stromości; na lądzie Europy biegną one wzdłuż południków, a nawet zwisają

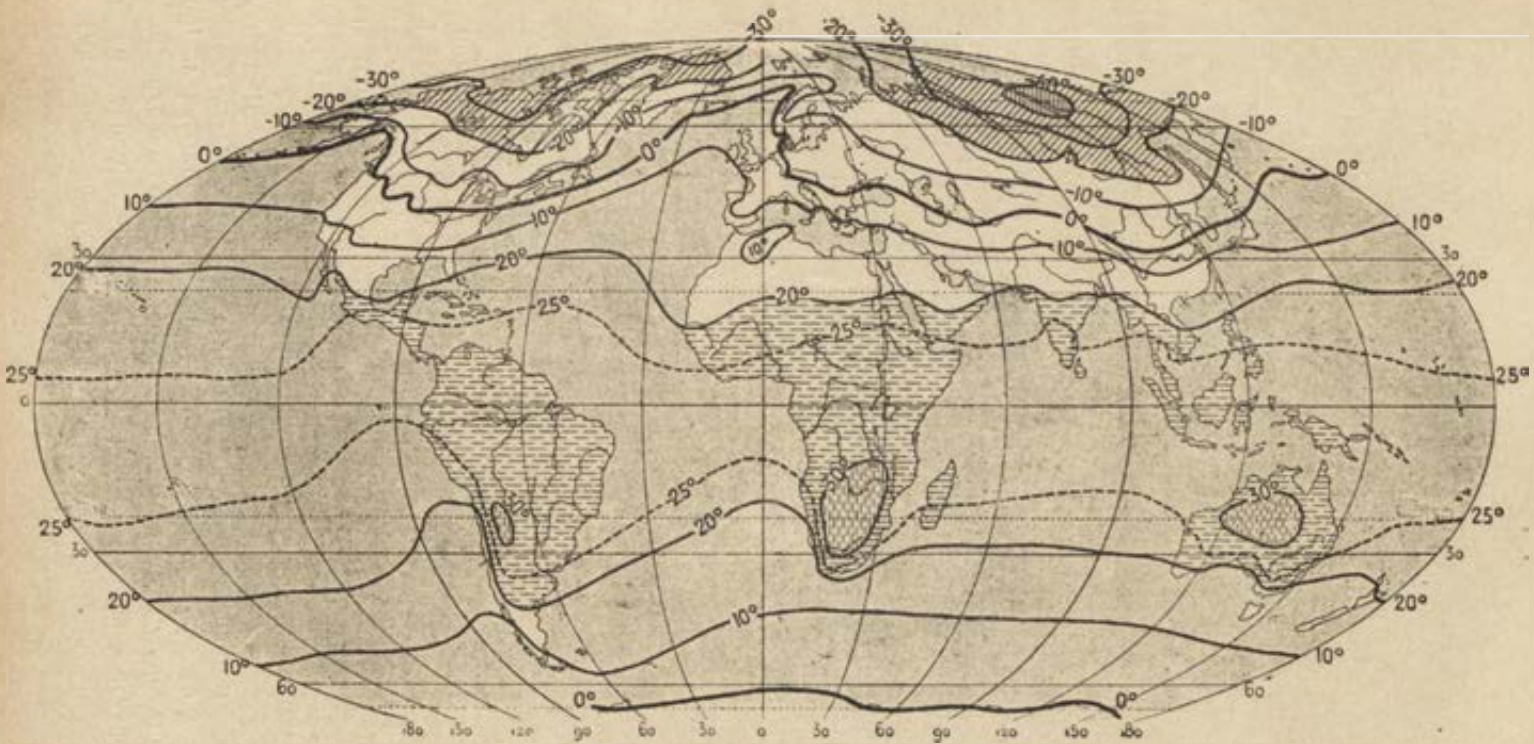


Fig. 120. Izotermi styczniowe wedle Hanna.

*De Martonne.*

(przytem na półwyspie Skandynawskim cisną się bardzo ku sobie); drugi raz słabiej we wschodniej stronie oceanu Wielkiego. I dwa razy ku równikowi; raz silniej we wschodniej stronie Azji, drugi raz słabiej we wschodniej stronie Ameryki Północnej. Wygięcia te słabną ku południowi tak, iż w pobliżu równika izotermy biegną prawie wzdłuż równoleżników z lekką skłonnością nawet do wygięć odwrotnych, niż izotermy bardziej północne.

Taki przebieg izoterm styczniowych *pokazuje* nam, że w styczniu zachodnie wybrzeża lądów w wyższych szerokościach są cieplejsze, w niższych chłodniejsze od wschodnich i że w Europie (głównie na półwyspie Skandynawskim) temperatura ubywa nie z południa na północ, lecz z zachodu na wschód (wyjawszy Europę południową); tak np. Warszawa, a nawet Odessa, ma taką samą temperaturę jak wyspy Lotofy.

Taki przebieg izoterm tłumaczy się tem, że morze w zimie w wyższych szerokościach jest cieplejsze od lądu (na tym samym równoleżniku), a tem bardziej tam, gdzie wzdłuż wybrzeży lądu płyną prądy ciepłe, mianowicie silniejszy w Atlantyku (Golfstrom), słabszy w oceanie Wielkim (Kuro-Szio); panujące tu zaś wiatry zachodnie rozszerzają ten wpływ ogrzewający na zachodnie wybrzeża lądów.

W Skandynawji wpływ ten nie sięga daleko, gdyż przeszkadzają temu góry Skandynawskie. (Stąd wielkie ściśnienie izoterm w tem miejscu. Ob. wyżej o wpływie gór str. 206). Słabnięcie wygięć ku południowi tłumaczy się tem, że Golfstrom i Kuro-Szio, skręcając ku południowi, tracą swą siłę ogrzewającą; owszem występują nawet jako prądy oziębiające po zachodnich stronach lądów, tem bardziej, że panujące tu wiatry wschodnie wywołują wypływ wody zimnej z głębi (ob. prądy str. 194).

Na półkuli południowej izotermy, wskutek przewagi ujednostajniającego oceanu, biegną zgodnie z równoleżnikami; wyginają się jednak ku równikowi we wschodniej stronie oceanów, czyli w zachodniej stronie lądów (wpływ prądów zimnych), a ku biegunowi po zachodniej stronie oceanów, czyli po wschodniej stronie lądów (wpływ prądów ciepłych), szczególnie zaś w dalszym ciągu we wnętrzu lądów (ogrzewający wpływ lądu w czasie lata południowej półkuli).

Po tym ogólnym poglądzie przypatrzymy się teraz ważniejszym izotermom *poszczególным*.

Na półkuli północnej jedna z dwóch najcieplejszych izoterm  $+ 25^{\circ}$ , ograniczających wzdłuż równika pas największego ogrzania,

leży cała na północ równika (mimo to, że słońce w styczniu znajduje się na półkuli południowej); dowodzi to ogrzewającego wpływu łądów, nagromadzonych na półkuli północnej. Tylko elipsy największego ogrzania  $+30^{\circ}$  leżą całkowicie na południe równika we wnętrzu trzech południowych łądów (największa w Australji, we wnętrzu której temperatura stycznia dosięga  $+35^{\circ}$ ). „Równik termiczny“ przebiega przeważnie na południe od równika matematycznego. Bujna leśna roślinność (dolina Amazonki i Kongo) oraz rozdrobnienie wysp (archipelag Indji Wschodnich) odpychają elipsy najsilniejszego rozgrzania daleko od równika, w części nawet poza zwrotnik Koziorożca.

Izoterma  $0^{\circ}$ , która na zachodzie półwyspu Skandynawskiego sięga poza koło biegunowe, do  $70^{\circ}$  szer. (wpływ Golfstromu), skręca stąd nagle ku południowi (stromo), a nawet południo-zachodowi (zwis); dopiero na południe Wiednia kieruje się na wschód, a raczej południoweschód i na zimnem wschodnim wybrzeżu Azji dosięga morza Żółtego pod  $34^{\circ}$  szerokości północnej (więc różnica szerokości, którą przebiega, wynosi  $36^{\circ}$ ; można to nazwać *amplitudą geograficzną* danej izotermy).

Izotermy najzimniejsze —  $40^{\circ}$  tworzą dwie elipsy: jedną zbliżoną do kształtu koła w północno-wschodniej Azji, drugą wydłużoną w Grenlandji. W miarę oddalania się od tych elips na wszystkie strony, a więc i na *północ*, temperatura wzrasta.

Pierwsza z elips obejmuje jeszcze drugą kołową elipsę  $-45^{\circ}$ , wśród której w Werchojańsku średnia temperatura stycznia zniża się do  $-51^{\circ}$  (absolutne zaś minimum w tem mieście obserwowano raz  $-68^{\circ}$ ; jest to najniższa temperatura na ziemi — *biegun zimna*). Ob. wyżej o odwróceniu temperatury, str. 206. Trzeci biegun zimna znaleziono niedawno na biegunie matematycznym.

Jak z jednej strony jest rzeczą ciekawą obserwowanie, przez jakie równoleżniki krańcowe przechodzą dane izotermy, tak z drugiej niemniej ciekawem jest zastanowienie się, przez jakie izotermy krańcowe przechodzi dany równoleżnik, czyli, jaka jest *amplituda termiczna* danego równoleżnika. Weźmy w tym celu koło biegunowe północne: na zachodnich brzegach Skandynawji przecina ono izotermę  $0^{\circ}$  (a dalej nad Golfstromem nawet wyższą:  $+2^{\circ}$ ), tymczasem w dorzeczu Jany przecina izotermę  $-45^{\circ}$ , koło Werchojańska z temperaturą  $-53^{\circ}$ . Tym sposobem na jednym i tym samym równoleżniku, gdzie temperatura solarna powinna być jednako, spotykamy miejscowości z temperaturą, różniącą się o  $55^{\circ}$ .

Oto wybitny dowód wpływu warunków miejscowych na temperaturę!

Obok izoterm styczniowych ciekawą jest linja, łącząca punkta, w których absolutne minimum spada do  $-40^{\circ}$ , od której więc począwszy ku północy, niemożliwe jest używanie termometru rtęciowego (gdyż rtęć zamarza przy  $-40^{\circ}$ ), lecz tylko wysokowego. Linja ta (nie naznaczona na mapie) idzie przez Laponję, Piotrogród, dalej skręca ku południo-wschodowi, sięga okolicy Bałkaszu pod  $47^{\circ}$  szerokości, i w pobliżu wschodniego wybrzeża Azji spada do  $40^{\circ}$  szerokości, t. j. do szerokości Neapolu, gdzie, jak wiadomo, „pomarańcz blask majowe złoci drzewa“. Oto nowy dowód wpływu warunków miejscowych.

Na półkuli południowej, z poszczególnych izoterm styczniowych, druga izoterma  $+25^{\circ}$  biegnie cała na południe równika; w Australji sięga ona najdalej na południe, bo prawie do południowego krańca tego lądu. Elipsy największego ogrzania  $+30^{\circ}$  leżą tu wszystkie na południe równika, jak to już wyżej nadmieniliśmy.

Izoterma  $+10^{\circ}$  przechodzi przez najbardziej południowy róg lądu — Patagonji, zresztą biegnie śród oceanu dość zgodnie z równoleżnikiem  $50^{\circ}$ . Dalsze izotermy nie są dobrze znane.

2) *Izotermy lipcowe* (fig. 121). Wogóle przebieg izoterm lipcowych na *półkuli północnej* jest przeciwny przebiegowi styczniowych: izotermy lipcowe wyginają się ku biegunom nie nad morzami, lecz nad lądami, co się wyjaśnia ogrzewającym wpływem lądu w lecie. Wygięcia izoterm lipcowych są mniej silne niż styczniowych, jednakże na zachodniej stronie Ameryki Północnej występują wygięcia wyjątkowo bardzo silne. Izotermy lipcowe biegną tu, podobnie jak styczniowe w Skandynawji, nie tylko wzdłuż południków, lecz ulegają przechyleniu ku zachodowi (zwisają); biegną przytem tak gęsto, że temperatura od brzegu ku wnętrzu wzrasta niezwykle szybko (w Kalifornji o  $1^{\circ}$  na 19 km.). Wyjaśnia się to wpływem zimnego prądu, który spycha na morzu izotermy ku południowi, podczas gdy góry nadbrzeżne nie dopuszczają tego oziębiającego wpływu do wnętrza lądu (analogja ze Skandynawją; tylko że tam istnieje wpływ ogrzewający). W Europie Golfstrom nawet w lecie zachowuje jeszcze pewien wpływ ogrzewający: zachodnie wybrzeża Europy są i w lecie cieplejsze niż wschodnie wybrzeża Azji (gdzie płynie przytem prąd zimny).

Izotermy lipca *półkuli południowej* biegną dość podobnie do styczniowych, gdyż wielka przewaga oceanu wywołuje tu ujednostajnienie. Niewielkie obszary lądów wywołują niewielkie tylko wygięcia izoterm ku równikowi; większy wpływ pod tym względem mają prądy zimne po zachodnich stronach lądów (wyjąwszy

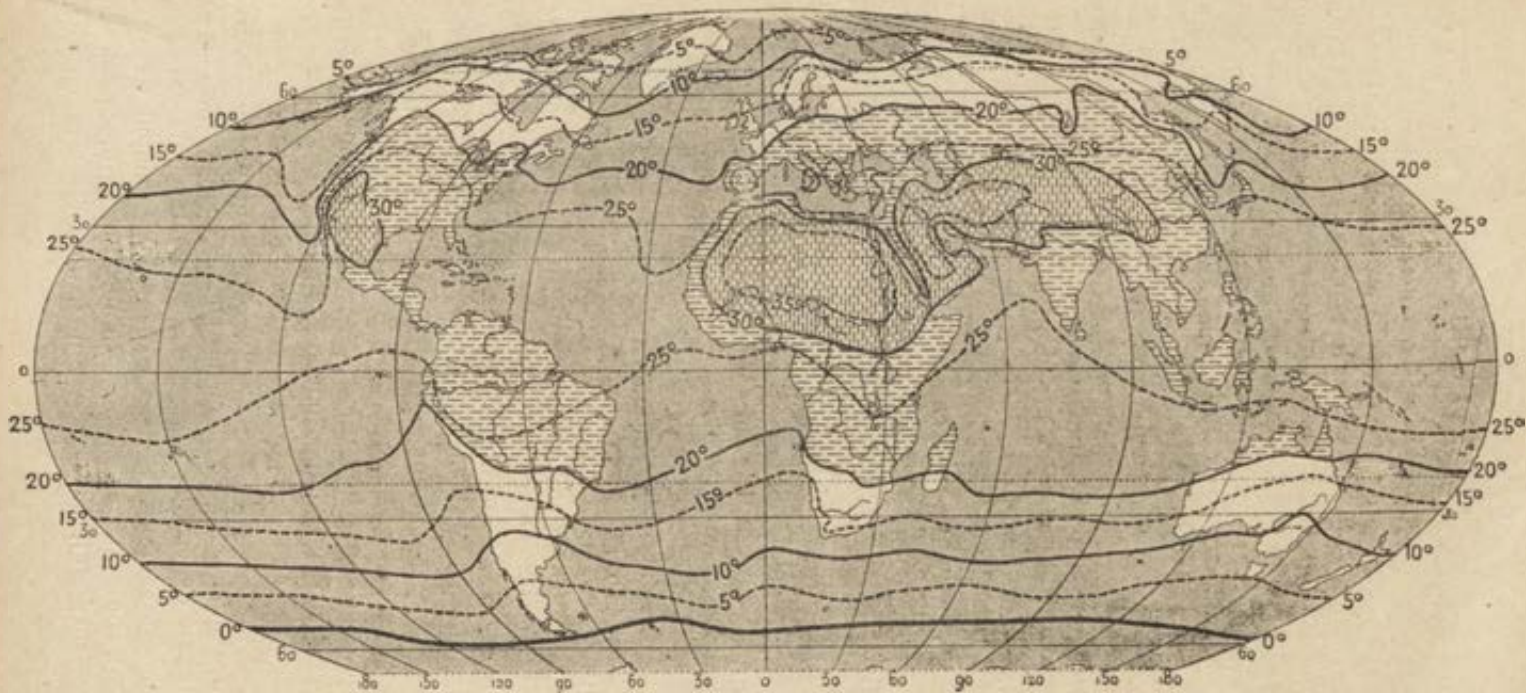


Fig. 121. Izotermy lipcowe według Hanna.

*De Martonne.*



Australję), szczególnie wzdłuż Ameryki Południowej, której wybrzeże zachodnie jest znacznie zimniejsze od wschodniego.

Przypatrzmy się teraz *izotermom poszczególnym*.

Na *półkuli północnej* izotermy  $+ 25^{\circ}$ , obejmujące pas największego ogrzania, przesuwają się daleko na północ. — Północna z nich we wnętrzu lądu azjatyckiego, a szczególnie amerykańskiego, sięga prawie  $50^{\circ}$  szerokości, a południowa przekracza w zachodniej Ameryce i Afryce równik. Elipsy największego ogrzania  $+ 30^{\circ}$  leżą na półkuli północnej; jedna, mniejsza, obejmuje Meksyk i wyżynę na północ odeń, druga — Afrykę północną, Arabję, Iran, południowy Turan i południową część wyżyny Azji Wschodniej wraz z północno-zachodnim Hindostanem (gdzie obserwowano najwyższą znaną temperaturę powietrza w cieniu  $+ 50^{\circ}$ ). Równik termiczny leży całkiem na półkuli północnej i podchodzi pod  $30^{\circ}$  szer. geogr.

Najzimniejsza izoterma  $+ 5^{\circ}$  przechodzi wzdłuż północnego brzegu Syberji i archipelagu Arktycznego, gdzie topniejące lody obniżają temperaturę lata; poza tą izotermą leży elipsa zimna  $0^{\circ}$  w Grenlandji, która dźwiga stałą skorupę lodową.

Na *półkuli południowej* izoterma  $+ 25^{\circ}$ , jak wiemy, tylko w części tu wkracza i to niedaleko; za to izoterma  $0^{\circ}$  biegnie dopiero wzdłuż  $55^{\circ}$  równoleżnika, przechodząc przez południowy kraniec Ameryki (podczas gdy odpowiadająca jej izoterma styczniowa  $0^{\circ}$  na półkuli północnej miała amplitudę geograficzną  $36^{\circ}$  i we wschodniej Azji sięgała  $34^{\circ}$  szerokości; tutaj wyraża się różnica między wpływem oceanicznym półkuli południowej i lądowym półkuli północnej).

3) *Izotermy roczne* (fig. 122). W wyższych szerokościach izotermy roczne wyginają się nad lądami ku równikowi, nad morzami ku biegunom: w niższych szerokościach odwrotnie, t. j. w wyższych szerokościach bieg izoterm rocznych jest podobny do zimowych (lecz wygięcia łagodniejsze), w niższych — do letnich.

To wskazuje na to, że w wyższych szerokościach lądy wpływają oziębiająco, w niższych ogrzewająco; inaczej: że w wyższych szerokościach oziębiający wpływ zimowy lądu przeważa nad ogrzewającym letnim. W niższych zaś odwrotnie: wpływ ogrzewający letni przeważa nad oziębiającym zimowym. Prawie w połowie między równikiem i biegunem, leży pas neutralny, gdzie morze i ląd mają mniej więcej jednakową temperaturę średnią.

Z poszczególnych izoterm izotermy  $+ 25^{\circ}$  zamykają pas przewany na zachód Ameryki i leżący więcej na półkuli północnej niż południowej. Elipsa  $+ 30^{\circ}$  znajduje się tylko jedna, w Afryce

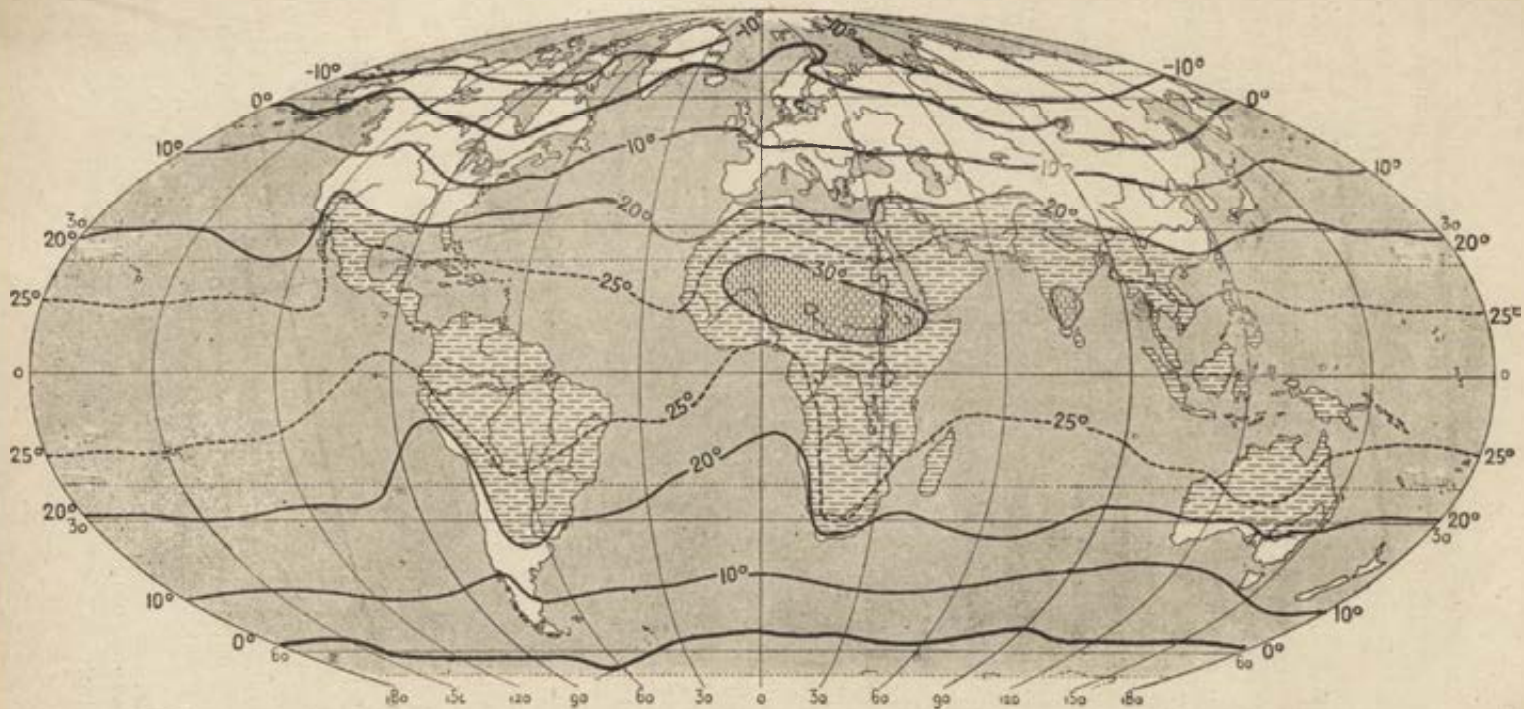


Fig 122. Izotermi roczne wedle Hanna.

*De Martonne,*

północnej wraz z południową częścią morza Czerwonego: jest wązka i długa (po obu stronach  $20^{\circ}$  szerokości północnej); tu leżą miejsca słynne z gorąca, jak Massaua z temperaturą roczną najwyższą na ziemi ( $+30,^{\circ}_3$ ).

Izoterma  $0^{\circ}$  na półkuli północnej najniższej szerokości ( $50^{\circ}$ ) dosięga w Ameryce Północnej, zepchnięta przez lody zatoki Hudsonskiej; najwyższej szerokości (poza  $70^{\circ}$ ) — na północ Norwegji, dzięki Golfstromowi. Tylko północnowschodni kąt Europy leży poza nią.

Izoterma ta jest ważna z tego względu, że poza nią leży lód gruntowy. Zresztą granica jego nie zgadza się dokładnie z izotermą  $0^{\circ}$ . Gdzie śnieg obfity chroni ziemię od silnego oziębienia tam *granica lodu gruntowego* leży dalej na północ; gdzie zaś zimy są małośnieżne a mroźne (Azja środkowa), tam granica lodu gruntowego sięga daleko na południe od izotermy  $0^{\circ}$  (np. na południe Bajkału).

Izoterma najzimniejsza —  $20^{\circ}$  leży w Grenlandji (znaczne zimno w zimie z powodu pokrywy lodowej na lądzie i okolicznych morzach, w lecie z powodu topnienia tej pokrywy).

Na półkuli południowej najniższa znana jest tylko izoterma  $0^{\circ}$ , mniej więcej wzdłuż  $60^{\circ}$  szerokości południowej. Stosunków na biegunie południowym nie poznano dotąd dokładnie. W każdym razie Antarktyda łączy z chłodnem oceanicznem latem półkuli południowej groźną zimę olbrzymiego kontynentu. Zresztą wielkie masy lodu, topniejące tu w lecie rok rocznie zapotrzebowują z powietrza olbrzymie ilości ciepła. Dlatego też przypuścić należy, (pomiarów dotąd mamy mało), że zlodowacona polarna Antarktyda stanowi bezwzględny biegun zimna na ziemi.

b) *Pasy termiczne.* Wielka różnica między przebiegiem izoterm i równoleżników przekonywa nas, że, podawany zwykle, matematyczny podział ziemi na pasy klimatyczne (rozdzielone kołami biegunowemi i zwrotnikami) nie odpowiada stosunkom termicznym, lecz tylko stosunkom oświetlenia; podział ziemi na pasy termiczne nie może być dokonany na podstawie równoleżników, lecz jedynie na podstawie izoterm.

Podziału takiego dokonał Supan. Za podstawę tego podziału obrał on izotermę roczne  $+20^{\circ}$  i izotermę najcieplejszego miesiąca  $+10^{\circ}$ . Pas, leżący między izotermami rocznymi  $+20^{\circ}$ , zowie on pasem gorącym, gdyż izotermę te są równocześnie granicami palm i zamykają obszar z klimatem i roślinnością zwrotnikową. Pasy wewnątrz izoterm letnich  $+10^{\circ}$  zowią się pasami zimnymi,

gdyż izotermy te stanowią granicę drzew i uprawy zbóż. Dwa pasy pozostałe, między izotermami letnią  $+ 10^{\circ}$  i roczną  $+ 20^{\circ}$ , zowią się umiarkowanymi.

c) *Izoamplitudy* (fig. 123). Już porównywując mapy izoterm styczniowych z lipcowymi, można wyczytać, że w jednych miejscowościach różnice między temperaturą stycznia i lipca, czyli amplitudy termiczne roczne, są znaczne, w innych nieznaczne; stosunki te jednak uwydatniają się daleko wyraźniej, jeżeli wprowadzimy nowe linje, łączące miejsca z jednakową *amplitudą* — linje te zowią się *izoamplitudami*.

Z mapy tej widać, że *wogóle* amplituda roczna wzrasta w dwóch kierunkach: od równika ku biegunom i od wybrzeży (głównie zachodnich) ku lądowi. Albowiem po pierwsze: zmiany wielkości kąta padania promieni słońca w ciągu roku (i różnica między długością dni) zwiększają się od równika ku biegunom. Powtórę: ląd silniej się ogrzewa w lecie i silniej oziębia w zimie niż woda. (Co do wahań dziennych, to odwrotnie: są one większe w okolicach równikowych niż w wyższych szerokościach, bo w pierwszych różnice dzienne wysokości słońca są większe).

Z *poszczególnych izoamplitud* weźmy na uwagę najmniejsze i największe.

Najmniejsza  $5^{\circ}$  obejmuje pas w pobliżu równika; pas ten naturalnie rozszerza się nad oceanami, a zwęża nad lądami. Najwyższej szerokości geograficznej ( $40^{\circ}$ ) izoamplituda ta dosięga na zachodnich wybrzeżach Ameryki Północnej (łagodny klimat San Francisco). Naturalnie, że pośród tego pasa są miejscowości, które z powodu podwójnego położenia, i podrównikowego i nadmorskiego, mają jeszcze mniejsze amplitudy, nawet poniżej  $1^{\circ}$  (np. Batawja).

Wielka izoamplituda  $40^{\circ}$  obejmuje Amerykę Północną na zachód zatoki Hudsonskiej, oraz północno-wschodnią Azję; tutaj obejmuje ona elipsy jeszcze większych izoamplitud:  $50^{\circ}$ , a nawet  $60^{\circ}$ ; ta ostatnia leży w okolicy bieguna zimna, Wierchojańska, który sam ma amplitudę średnią  $67^{\circ}$  (styczeń  $-- 53^{\circ}$ , lipiec  $+ 14^{\circ}$ ), amplituda zaś absolutna, między absolutnem minimum ( $-68^{\circ}$ ) i absolutnem maximum ( $+30^{\circ}$ ) wynosi tu blisko  $100^{\circ}$ .

W pewnem przeciwieństwie do rocznych wahań temperatury stoją jej wahania dzienne. Mają one amplitudę bardzo zmienną, od  $1^{\circ}$  i mniej do  $20^{\circ}$ , nawet  $40^{\circ}$ , co zależy od suchości i czystości powietrza, ułatwiającego promieniowanie; stąd pewne charakterystyczne różnice w poszczególnych porach roku, szerokościach geograficznych, okolicach niejednakowo względem mórz położonych itd.



Fig. 123. Izoamplitudy roczne.

*De Martonne.*

Kombinując wahania roczne z dziennymi, wyróżnić można następujące typy klimatyczne:

1) pod względem położenia matematycznego:

a) klimat równikowy ze słabymi wahaniami dziennymi i rocznymi, przyczemienne są nieco większe od rocznych.

b) klimat umiarkowany z wahaniami umiarkowanymi na wybrzeżach a amplitudą rosnącą szybko w głąb lądów; zawsze jednak amplituda roczna większa jest od dziennej.

c) klimat polarny z wielką roczną a bardzo słabą dzienną amplitudą termiczną.

2) pod względem wzniesienia:

a) klimat górski, podobny do umiarkowanego oceanicznego.

b) klimat wyżynny, wyraźnie kontynentalny.

## IV. Ciśnienie i ruch powietrza.

### 1. Ciśnienie powietrza, izobary.

Powietrze wywiera ciśnienie na powierzchnię ziemi; ciśnienie to mierzy się, jak wiadomo, wysokością słupa rtęci w barometrze, podtrzymanego ciśnieniem powietrza. Na powierzchni morza, t. j. na wysokości 0 m., ciśnienie powietrza wynosi średnio 760 mm., to jest wyrównywa ciśnieniu słupa rtęci, o tej samej podstawie, na 760 mm. wysokiego.

Z powodu tego ciśnienia dolne warstwy powietrza są gęstsze niż górne, *ciśnienie więc ku górze zmniejsza się*; nie tylko dlatego, że słup powietrza cisnący staje się krótszy, ale i dlatego, że składające go powietrze jest rzadsze. Jeżeli będziemy wstępowali na górę z barometrem, to słup rtęci będzie opadał i wielkość tego obniżenia pozwala na obliczenie wysokości gór.

Zmniejszanie się ciśnienia powietrza ku górze, rozrzedzanie się jego a zarazem i zmniejszanie się ilości zawartego w nim tlenu utrudnia oddychanie i wywołuje krwotoki (albowiem wskutek zmniejszenia się ciśnienia zewnętrznego powietrze wewnętrzne zawarte w ciele wydostaje się gwałtownie na zewnątrz i rozrywa naczynia krwionośne); jest to tak zwana „choroba górską“ (ob. str. 200). Stopniowo człowiek przywyka do powietrza rozrzedzonego, ale tylko do pewnej wysokości: najwyższe stałe siedziby znajdują się w Tybecie i na wyżynach Andów na wysokości 5000 metrów, a w kraterze wulkanu Popocatepetl górniczy wydobywają siarkę jeszcze na

wysokości 5400 metrów. Śmiali podróżnicy wstępują na góry do jeszcze większych wysokości (Bullock-Workman w Himalajach przeszło do 7200 m.), w balonie zaś wzniesiono się na 11700 metrów. Małe ciśnienie na górach zmniejsza też temperaturę wrzenia; tak np. na Mont Blanc, na wysokości 4800 m., woda wre już przy temperaturze 84° (wskutek tego temperatura wrzenia daje możliwość mierzenia wysokości gór).

Ale i na powierzchni ziemi ciśnienie nie jest ani zawsze, ani wszędzie, jednakowe, albowiem zależy ono od różnych przyczyn, szczególnie od temperatury i zawartości pary wodnej, oraz przyczyn mechanicznych. Im wyższa jest temperatura, tem rzadsze i lżejsze jest powietrze; im więcej zawiera pary wodnej, tem też jest lżejsze, albowiem para wodna jest lżejsza od powietrza; wreszcie naturalnie dynamiczne gromadzenie się powietrza zwiększa ciśnienie, a ubytek zmniejsza je.

Wszystkie te zmiany ciśnienia dają się poznać ze stanu barometru. *Chwilowy* stan barometru wyraża więc *chwilowy stan* ciśnienia, z którym w związku jest chwilowy stan wiatru, temperatury, wilgoci — wogóle chwilowy stan powietrza, zwany  *pogodą*. Ważniejszymi w geografji są *średnie stany barometru miesięczne*, oznaczane jako średnie z wielu lat obserwacji (szczególniej w styczniu i lipcu); one bowiem są wyrazem pewnego *średniego, przeciętnego stanu powietrza*, który nazywamy *klimatem*. Ażeby te średnie stany barometru, znalezione w różnych miejscach, nadawały się do porównania, sprowadzono je wszystkie (podobnie jak temperaturę) do poziomu morza.

Dla uzmysłowienia tak zredukowanego rozkładu ciśnienia, oznaczono je na mapach w ten sposób (podobnie jak temperaturę izotermami), że punkty z jednakowem ciśnieniem połączone linjami, zwanymi *izobarami*. Celem porównania sąsiednich, niejednakowo wysoko położonych stacji, trzeba ciśnienie powietrza zredukować do wspólnego poziomu (poziom morza, 0 m.), jak analogicznie też do wspólnej szerokości geograficznej (45°). Mapy izobar chwilowych (dla danego dnia, godziny, zwane *synoptycznemi*, mają ważne znaczenie (jak niżej zobaczymy) dla *przepowiadania chwilowego kierunku wiatrów i stanu pogody*. Ważniejsze w geografji są mapy izobar miesięcznych (głównie stycznia i lipca), gdyż one wyrażają nam średni rozkład wiatrów na ziemi. Rozpatrując mapy izobar, przekonywamy się, że wogóle *rozkład poziomy ciśnienia* na ziemi jest pasowy: za pasem niskiego ciśnienia zwrotnikowego idą pasy wysokiego ciśnienia podzwrotnikowego (około 35° szer.), dalej znów

pasy ciśnienia niskiego, a pod biegunami znów ciśnienie wysokie. Pasy te w ciągu roku ulegają pewnym przesunięciom i przerwom, tak iż miejscami zamiast *pasów ciśnienia* powstają ośrodki niższego lub wyższego *ciśnienia* (cyklony i antycyklony). Za zmianami ciśnienia idą zmiany kierunku wiatrów.

## 2. Wiatry.

a) *Powstanie wiatru, kierunek i siła.* Ponieważ ciśnienie powietrza, jak wyżej widzieliśmy, jest niejednakowe w różnych miejscach, więc powietrze nie znajduje się w równowadze, lecz porusza się, płynie od miejsc z ciśnieniem większym (*wyższym*), do miejsc z ciśnieniem mniejszym (*niższym*); te poziome prądy powietrza nazywamy *wiatrami*.

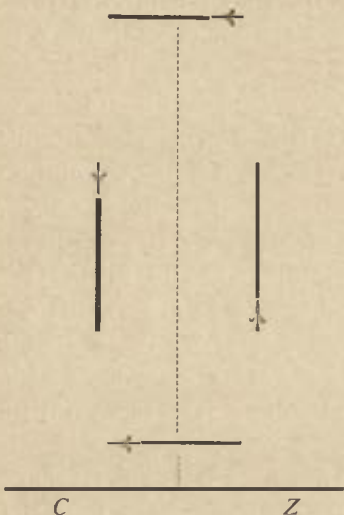


Fig. 124.

Ażeby bliżej poznać mechanizm tego ruchu powietrza, wyobraźmy sobie dwie sąsiednie kolumny powietrza (fig. 124); jeżeli ciśnienie ich jest jednakowe i jednakowo ubywa ku górze, to warstwy obu kolumn, leżące na jednakowej wysokości, mają jednakowe ciśnienie, jednakową gęstość; pozostaną więc w równowadze i w spokoju.

Jeżeli jednak powierzchnia ziemi, służąca za podstawę pierwszej z tych kolumn (C), zostanie silniej rozgrzana niż sąsiednia (Z), w takim razie ogrzanie to udzieli się dolnej warstwie powietrza kolumny pierwszej. Warstwa ta rozszerzy się głównie ku górze (bo tam powietrze rzadsze, po bokach zaś gęstsze) i wskutek tego cała pierwsza kolumna ulegnie podniesieniu. Teraz równowaga między obu kolumnami została naruszona: warstwy jednakowo gęste nie będą już leżeć w obu kolumnach na jednej wysokości, lecz w górze warstwy gęstsze pierwszej kolumny znajdują się obok warstw rzadszych drugiej.

Wskutek tego *w górze* powstanie prąd powietrza od kolumny nad miejscowością ogrzaną ku kolumnie nad miejscowością zimną; w dalszym ciągu na dole ciśnienie nad miejscowością ogrzaną zostanie zmniejszone, nad miejscowością zimną—zwiększone; wskutek tego *na dole* powstanie prąd od miejscowości zimnej ku ogrzanej.



Tym sposobem widzimy, że każdemu prądowi dolnemu odpowiada przeciwprąd górny; ten ostatni jest przytem pierwotnym, prąd dolny — wtórnym. Po pewnym czasie nad miejscem zimnem powstanie prąd *zstępujący*, nad ciepłem — *wstępujący* i nastąpi zamknięty pionowy wir w powietrzu.

Wiatry wieją w pewnym *kierunku* i z *pewną siłą*.

Kierunek wiatru, oznaczany praktycznie zapomożą chorągiewki, nosi nazwę od tej strony świata, od której wieje (nie — ku której wieje); tak np. wiatr, wiejący od północy ku południowi, nazywa się północnym i t. d.

Nazwy wiatrów *oznaczają się na piśmie* zwykle skröceniami.

|                  |        |       |
|------------------|--------|-------|
| Północny         | = Pn.  | = N.  |
| Północn. wschod. | = PnW. | = NE. |
| Wschodni         | = W.   | = E.  |
| Połudn. wschod.  | = PdW. | = SE. |
| Południowy       | = Pd.  | = S.  |
| Połudn. zachod.  | = PdZ. | = SW. |
| Zachodni         | = Z.   | = W.  |
| Północn. zachod. | = PnZ. | = NW. |

Co do *siły*, to oznaczamy ją zapomożą rozmaitych stopni między *ciszą* (0) a huraganem (12), międzynarodowo przyjętych (skala Beauforta, 0—12). Brak wszelkiego prądu lub prąd tak słaby, że nie jest w stanie poruszyć liści na drzewie, ani skrzywić pionowego słupa dymu, zowiemy *ciszą*. Gdy siła wiatru staje się tak wielką, że łamie gałęzie i nachyla drzewa, wówczas nazywamy go *burzą*; a gdy wyrwa drzewa z korzeniami i zrywa dachy, to oznaczamy go mianem *orkanu*.

b) *Związek wiatrów z izobarami. Gradjent. Zboczenie wiatrów. Cyklon, anty cyklon.*

Wiadomo, że ciśnienie barometryczne wyraża się izobarami, można więc powiedzieć, że wiatr wieje zawsze (przy powierzchni ziemi) od izobary z wyższem ciśnieniem do izobary z niższem ciśnieniem; przytem kierunek prądu powinien w zasadzie iść po prostopadłej do izobary, gdyż w kierunku tym odległość między sąsiednimi izobarami jest najmniejsza, a zatem różnica ciśnienia na jednostkę odległości jest największa; ciśnienie więc w tym kierunku maleje najszybciej.

Jest to kierunek tak zwanego *gradjentu*. Wielkość gradjentu wyraża się liczbą milimetrów, o którą ciśnienie zmniejsza się w kierunku gradjentu na jednostkę odległości; za tę jednostkę zaś przyjęto 1<sup>o</sup> równika, t. j. 111 km. Im większy gradjent, tem

większa prędkość i siła wiatru (*zasada Stevenson*). Na prędkość wpływa jednak i tarcie o powierzchnię ziemi; dlatego wiatry osiągną największą prędkość na morzu i w wyższych warstwach atmosfery.

Jednakże na kierunek i siłę wiatru mają *wpływ różne warunki miejscowe*. Tak np. wiatr, natrafiwszy na dolinę, wpada doń i przyjmuje jej kierunek (podobnie jak w ulicach miasta); stąd to w dolinie Ebro wieją wiatry południowo-wschodnie, w dolinie Amazonki — wschodnie. W dolinie Jordanu tylko północne i południowe. W zatoce Korynckiej tylko wschodnie i zachodnie, „niby miarowe oddychanie potworu“. Natrafiwszy na łańcuch gór, wiatr wznosi się po jego stokach i z poziomego zmienia się na ukośny względem poziomu i t. d. Siła wiatru jest większa na przestrzeniach otwartych, np. na morzach, stepach, pustyniach, szczytach gór, oraz w zwężeniach wąwozów (podobnie jak prąd rzeki); zmniejsza się od wybrzeża ku wnętrzu lądu w miarę jak rosną przeszkody (tarcie o nierówności powierzchni ziemi); szczególnie mała jest siła wiatru w krajach lesistych (na Polesiu: „woda stoi, wiatr wieje“) i w kotlinach otoczonych górami.

Oprócz tych wpływów lokalnych, *kierunek wiatru ulega zmianie ogólnej, zbacza — i to bardzo znacznie — od kierunku gradjentu wskutek wirowego ruchu ziemi (prawo Buys-Ballota)*.

Wirowanie ziemi wpływa przytem *w dwojaki sposób* na zбочenie kierunku wiatru.

*Naprzód* zmiana kierunku względnie do punktów powierzchni ziemi musi nastąpić na skutek bezwładności, t. j. dlatego, że kierunek ruchu wogóle w przestrzeni nie ulega zmianie, a położenie punktów powierzchni ziemi wskutek jej ruchu wirowego ulega zmianie.

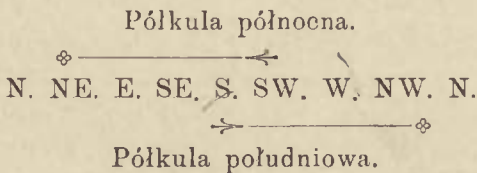
Zrozumiemy to lepiej na figurze 125, przedstawiającej północną półkulę ziemi. Niech jakieś ciało w pewnym czasie porusza się od *a* do *b*; w tym samym czasie jednak, wskutek wirowego ruchu ziemi, punkt *A* dojdzie do punktu *B*, a ponieważ kierunek ruchu *a b* nie może uleść zmianie, więc ulegnie przemieszczeniu równoległemu do siebie, t. j. przyjmie położenie *a' b'*; przez to pierwotny kąt *x*, jaki kierunek ruchu tworzył z południkiem, uległ zmianie: nowy kąt *y* jest widocznie większy od *x* tak, iż w *stosunku do południka* kierunek (azymut) ruchu uległ zmianie, ruch zбочył na prawo (niezależnie od tego, jaki był pierwotny kierunek ruchu).

*Powtórę* zmiana kierunku ruchu musi nastąpić, gdy punkt, zmieniający położenie, przechodzi przez różne szerokości geogra-

ficzne, a więc przez miejsca z różną szybkością wirowania, przynosząc ze sobą tę szybkość wirowania, jaką miał pierwotnie. Wiadomo z geografji astronomicznej, że szybkość wirowania jest największą na równiku, zmniejsza się ku biegunom i na biegunach jest równą 0. Przypuśćmy, że jakieś ciało porusza się w kierunku południka z południa na północ; przychodząc do wyższych szerokości, przynosi ono ze sobą większą szybkość wirowania ku wschodowi niż ta, jaką posiadają punkta, do których przychodzi; musi więc ono wyprzedzić te punkta w ruchu ku wschodowi, czyli zboczyć ku wschodowi, t. j. na prawo. Podobnie, gdy ciało porusza się po południku na południe, to przynosi ze sobą mniejszą szybkość ku wschodowi, jest więc wyprzedzane w ruchu ku wschodowi przez punkta, do których przychodzi; przystępuje ku zachodowi, t. j. również zbacza na prawo. Rozmiary tego zбочenia są największe, gdy ruch odbywa się w kierunku południka (albowiem w tym kierunku szybkość wirowania zmienia się najprędzej), staje się zaś 0. dla ruchu w kierunku równoleżnikowym.

Tym sposobem z dwóch powodów każdy ruch na ziemi ulega zбочeniu: na półkuli północnej na prawo, na południowej na lewo (co za pomocą podobnego wykreślenia dla południowej półkuli oraz rozumowania łatwo wykazać). Zбочenie to najbardziej ujawnia się na prądach powietrznych, oraz morskich. choć i rzeki atakują na północnej półkuli swe brzegi prawe, na południowej — lewe; być może, iż od tego zależy często napotykanie większa stromość tych brzegów.

Zбочenie wiatrów wywołuje więc w ich kierunku takie zmiany, jakie wskazują strzałki:



To znaczy, że na półkuli północnej, wskutek zбочenia na prawo, wiatr N. zamienia się na NE., NE. na E. i t. d.

Na półkuli zaś południowej, wskutek zбочenia na lewo, wiatr N. zamienia się na NW., NW. na W. i t. d.

Zboczenie wiatru od kierunku gradjentu wywołuje znaczną komplikację w takich razach, gdy izobary zamykają nie pasy, lecz centra ciśnienia — tworzą linje zamknięte, zbliżone do elips, przy czem ciśnienie może ku środkowi maleć lub też rosnać. W pierwszym razie wiatr wieje ze wszystkich stron ku środkowi, jako ku *minimum ciśnienia*; w drugim — we wszystkie strony od środka, jako od *maximum ciśnienia*.

W obu razach wskutek zboczenia powstaje ruch wirowy powietrza, zwany w pierwszym razie *cyklonem*, w drugim — *antycyklonem*. Ruch ten (dla półkuli północnej) uzmysławiają następujące figury 126, 127 (strzałki wskazują kierunek wiatru; porównaj zboczenie wiatrów ze schematem powyższym dla półkuli północnej w przypuszczeniu, że figura jest zorjentowana ze stronami świata tak, iż w górze jest północ, u dołu południe).

Widzimy z tych figur, że w cyklonie ruch wirowy odbywa się w kierunku odwrotnym wskazówki zegara, w antycyklonie w kierunku wskazówki zegara. Na półkuli południowej, gdzie wiatry zbaczają na lewo, kierunki ruchu są wręcz przeciwne.

Cyklony i antycyklony są — z wyżej (str. 224—225) już omówionych przyczyn — tylko częścią składową wirów pionowych, w ten sposób, iż w cyklonach powietrze się podnosi (prądy dźwigające się), w antycyklonach opada (prądy zstępcze). Dlatego stanowią one też dwa odmienne typy pogody: w cyklonach panuje na ogół niepogoda, w antycyklonach pogoda, na peryferji zmienia się pogoda stosownie do panujących tam wiatrów (kontynentalnych lub oceanicznych, zimnych czy ciepłych). Barometr, zdradzający zbliżanie się wyżek i niżek ciśnienia powietrza, służy nam więc do „przewidywania“ pogody. Mimo licznych trudności, na które przedpowiadanie pogody napotyka jeszcze dziś, można żywić nadzieję, że dokładne zaznajamianie się zarówno z ogólnemi prawami atmosferycznemi, jak z lokalnemi właściwościami indywidualnych okolic doprowadzi nas do coraz większej pewności w tym kierunku.

W cyklonie izobary idą zwykle gęściej, gradjenty więc są większe, ruch jest szybszy; w antycyklonie — rzadziej i ruch jest bardzo powolny. We wschodniej Syberji w czasie zimowych mrozów (biegun zimna) powstaje antycyklon i powietrze jest wtedy tak spokojne, że można chodzić po dworze z zapaloną świecą, a płomień ani się poruszy.

c) *Rozkład wiatrów na ziemi.*

1) *Rozkład teoretyczny.*

Ponieważ ciśnienie, jako zależne w pierwszym rzędzie od ogrzewania, ulega ciągłym zmianom w zależności od pozornego ruchu słońca, od niejednakowego ogrzewania się morza i lądów, oraz różnych okolic zwłaszcza tego ostatniego; ponieważ nadto ulega ono zmianom w zależności od zmian ciśnienia pary wodnej, wreszcie od gromadzenia się powietrza, przynieszonego prądami; ponieważ dalej na kierunek wiatrów wpływają jeszcze warunki topograficzne; łatwo więc zrozumieć, jak zmienny, skomplikowany i chaotyczny musi być rozkład wiatrów na ziemi. Nie dziw też, że wiatr stał się dla nas synonimem zmienności.

Ażeby w tej pozornej nieprawidłowości pochwytać pewne prawa, ułatwiające orjentowanie się wśród *chaosu zjawisk rzeczywistych*, przypuśćmy naprzód, podobnie jak przy badaniu rozkładu stosunków termicznych, pewne uproszczenia. Przypuśćmy naprzód,

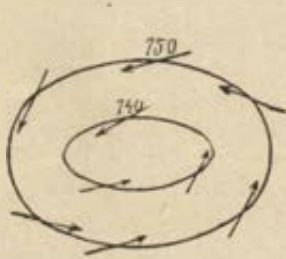


Fig. 126. Cyklon.

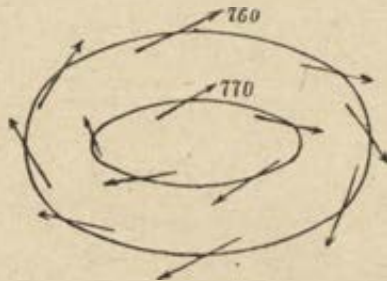


Fig. 127. Antycyklon.

że ziemia jest jednorodna i gładka, a przytem ma wszędzie obwód jednakowy, to jest, że ma kształt cylindra (bo wtedy tylko wiatry mogą płynąć ku biegunom swobodnie bez ścieśnienia). Przypuśćmy dalej, że ziemia nie posiada ruchu wirowego, lecz że słońce obiega koło niej w ciągu doby i że oś jej stoi prostopadłe do ekliptyki, tak iż położenie słońca nie ulega zmianom rocznym, lecz znajduje się ono zawsze na równiku.

W tem uproszczonem przypuszczeniu zastanowimy się, jaki powinienby być *teoretyczny rozkład wiatrów*, a potem, komplikując coraz bardziej rzecz przez wprowadzanie stopniowe warunków rzeczywistych, dojdziemy wkońcu do zrozumienia *rozkładu rzeczywistego*. Musimy się jednak zastrzedz, że teoretyczne wywody o ogólnej cyrkulacji powietrza nie odpowiadają dokładnie rzeczywistemu rozkładowi wiatrów i napotyka ją nieraz na trudne do pogodzenia sprzeczności.

Przy powyższych przypuszczeniach pas największego ogrzania ciągnie się dokoła ziemi wzdłuż równika, tworząc pas równikowego minimum barometrycznego. Górne warstwy powietrza o jednakowym ciśnieniu leżą na równiku wyżej niż w wyższych szerokościach, wskutek tego powietrze odpływać będzie górą z pod równika ku biegunom (*prądy równikowe*), tworząc tu (również termicznie umiarkowane) maximum polarne. Ciśnienie pod równikiem zmniejszy się wskutek tego, powstanie tam *prąd wstępujący*; ku biegunom zwiększy się, tak iż powstanie tam *prąd zstępujący* i wskutek tego dołem płynąć będzie powietrze ku równikowi (*prądy biegunowe*). Tym sposobem powstałyby na powierzchni ziemi dwa wiatry biegunowe: północny na półkuli północnej i południowy na południowej, którym w górze odpowiadałyby dwa wiatry równikowe: południowy na półkuli północnej i północny na półkuli południowej. Te systematy wiatrów obu półkul byłyby oddzielone od siebie pasem równikowym, w którym powolny ruch powietrza byłby skierowany ku górze i nie dawałby się uczuć jako wiatr (*pas ciszy*).

Usuwać teraz stopniowo wyżej przyjęte uproszczenia; wprowadzajmy kolejno warunki komplikujące, rzeczywiste i zobaczymy, jak pod ich wpływem zmieniają się i komplikują stosunki wiatrów na ziemi i jaki jest wkońcu ich rozkład rzeczywisty.

a) *Zmiany pod wpływem kulistości ziemi.*

Górny prąd równikowy wskutek kulistego kształtu ziemi, wstępując na coraz ciasniejsze równoleżniki, doznaje ściskania bocznego w kierunku poziomym, musi się więc rozprzestrzenić w kierunku pionowym, a że nie może się rozprzestrzenić (poza pewną granicę) ku górze, gdyż przeszkadza mu w tem przyciąganie ziemi, więc rozprzestrzenia się ku dołowi, t. j. zstępuje poczęści na powierzchnię ziemi, już w dość niskich szerokościach, mianowicie mniej więcej  $35^{\circ}$ , powodując tu pas wysokiego ciśnienia podzwrotnikowego (Ross'a). Według nowszych poglądów, na zjawisko to ma większy jeszcze wpływ wirowanie ziemi. Ob. niżej str. 231.

Na powierzchni ziemi prąd ten rozdziela się na dwie części: jedna powraca do równika, jako prąd biegunowy; druga płynie dalej ku biegunowi, jako prąd równikowy dolny w kierunku przeciwnym prądowi biegunowemu, wypierając go i komplikując się nowymi napływami coraz bardziej ściskanego prądu górnego. Wszystko to powoduje nadzwyczaj zmienne stosunki ciśnienia i wiatrów w wyższych szerokościach. Im odpowiada podbiegunowy

pas zniżek barometrycznych. W ten sposób więc należy rozróżnić na każdej półkuli: termiczne minimum nad równikiem i maximum pod biegunem oraz dynamiczne maximum pod zwrotnikiem i minimum w szerokościach umiarkowanych.

Z tego wynika, że tylko w okolicach między 35° szerokości pn. i pd. mogą wiać prawidłowo wiatry stałe (*passaty*), mianowicie prądy biegunowe: północny na półkuli północnej i południowy—na południowej (u góry zaś wiatry przeciwne *antypassaty*); w wyższych zaś szerokościach na powierzchni ziemi powinnyby wiać obok siebie dwa główne prądy: równikowy (południowy na półkuli północnej, a północny na półkuli południowej) i biegunowy (północny na półkuli północnej i południowy na półkuli południowej), powodując ciągle zmiany kierunku (wiatry zmienne). Zresztą wiatry równikowe, ulegające ścieśnieniu, a więc silniejsze, powinny zapanować tu nad biegunowymi.

b) *Zmiany pod wpływem wirowania.* Wiadomo, że pod wpływem wirowania wiatry na północnej półkuli zbaczą na prawo, na południowej — na lewo; a zatem na północnej półkuli wiatr Pn. zmienia się na PnW., wiatr Pd.—na PdZ. Na południowej półkuli wiatr Pn. zmienia się na PnZ, wiatr Pd.—na PdW. Stąd więc w systemie *passatowym* spostrzegamy następujące zmiany: między 35° szer. a równikiem termicznym na półkuli półn. *passat* PnW., na półkuli połudn. *passat* PdW. (nad nimi *antypassaty* w kierunkach przeciwnych, jak to stwierdzono na szczycie Teneryffy). Po stronie polarnej zaś od 35° na półkuli półn. należy się spodziewać wiatrów PdZ. i PnW., na półkuli południowej wiatrów PnZ. i PdW. Zresztą, jak wspomniano, prądy równikowe wypierają tu biegunowe i panują. Przytem wiatry: PdZ. półkuli północnej i PnZ. półkuli południowej w miarę rosnących szerokości geograficznych i coraz większego odchylenia, od kierunku południkowego przechodzą w pobliżu bieguna w wiatry zachodnie; znaczne zбочenie od gradientów sprzyja w tym pasie wytworzeniu się centrów wirowania (cyklonów i antycyklonów). Dokoła każdego z biegunów tworzy się wir z wiatrów zachodnich, niby cyklon, z tą różnicą, że powietrze w tym wirze zstępuje (nie wstępuje jak w zwykłym cyklonie); a przytem dążenie ku środkowi wiru jest tylko w górnych warstwach znaczniejsze, ku dołowi maleje, gdyż na biegunach jest zimno, powietrze więc jest tam zgęszczone.

Z powyższego widać, że po stronie polarnej 35° szer., tak na górze, jak na dole, panują wiatry równikowe, powietrze płynie wciąż ku biegunom; musiałyby się więc tam nagromadzać bez końca,

gdyby nie było jakiejś kompensaty, jakiegoś odpływu. Według wszelkiego prawdopodobieństwa te nieodzowne powrotne prądy biegunowe, odprowadzające nadmiar powietrza od biegunów ku równikowi, muszą płynąć w średnich wysokościach atmosfery między prądami równikowymi, górnym i dolnym.

Wirowanie ziemi, według nowszych poglądów (Ferrel), wpływa też, jak wspomnieliśmy, na powstanie wyżej oznaczonego pasa wysokiego ciśnienia wzdłuż  $35^{\circ}$  szerokości. Mianowicie prąd górny równikowy, zbaczając wskutek wirowania ziemi ku wschodowi, staje się w swej niższej części już pod  $35^{\circ}$  szer. wiatrem zachodnim (podczas gdy część jego górna płynie dalej ku biegunom), który tu opasuje ziemię dokoła, tworząc jakby ścianę, o którą opiera się powietrze napływające wciąż góra; stąd powstaje tu pas wysokiego ciśnienia, powietrze zstępuje na powierzchnię ziemi i tu rozplywa się w dwie strony, jak wyżej wspomniano.

e) *Zmiany pod wpływem pochyłości ekliptyki.* Teraz uwzględnimy ten warunek, że słońce nie pozostaje wciąż na równiku, albowiem równik tworzy z ekliptyką, jak wiadomo, kąt  $23\frac{1}{2}^{\circ}$ ; wskutek tego słońce w ciągu roku przechodzi ruchem pozornym od jednego zwrotnika do drugiego, a za słońcem *przesuwa się też pas największego ogrzania czyli pas ciszy*. Przesuwanie się to jednak nie jest tak znaczne jak przesuwanie się słońca, nie dosięga zwrotników; albowiem pas ciszy nie zależy przedewszystkiem od największego ogrzania *powierzchni* ziemi, lecz od najwyższej średniej temperatury *całego słupa* powietrza, a ta temperatura tylko bardzo powoli zdąża za temperaturą powierzchni ziemi. Wskutek przesuwania się pasa ciszy przesuwają się i pasy passatów tak, iż ich granica równikowa w części przekracza równik (w czasie więc lata danej półkuli wkracza w nią passat półkuli przeciwnej), granica zaś biegunowa dochodzi w czasie lata każdej półkuli do  $40^{\circ}$ , w czasie zaś zimy cofa się do  $30^{\circ}$ .

Tym sposobem pas między  $30^{\circ}$  i  $40^{\circ}$  szerokości ma w lecie passaty, w zimie zaś wiatry zmienne (*pas podzwrotnikowy*).

Figura 128 uzmysławia te stosunki dla półkuli północnej.

d) *Zmiany pod wpływem warunków miejscowych.* Zmiany kierunku wiatru pod wpływem nierówności gruntu są mniej ważne (wspominaliśmy o nich już wyżej str. 226), dlatego zajmujemy się tutaj wpływem morza i lądu; wprowadzimy z kolei warunek niejednorodności powierzchni ziemi. Ląd i woda przedstawiają, jak wiemy, różne warunki ogrzewania i oziębiania, a więc też i różne warunki ciśnienia (tęm bardziej, że i na zawartość pary wodnej



morze i ląd wywierają wpływ). Ląd w dzień i w lecie silniej się ogrzewa niż morze; w nocy i w zimie odwrotnie; ląd silniej się oziębia. Tworzą się nad nim niżki barometryczne w dzień i w lecie, a wyżki w nocy i w zimie. Stąd w pierwszym razie powstają wiatry od morza ku lądowi, w drugim odwrotnie, od lądu ku morzu (*wiatry perjodyczne*). W dzień więc wieje wiatr od morza ku lądowi (*wiatr morski*), w nocy od lądu ku morzu (*wiatr zabrzeżny*); podobnież w lecie — wiatr od morza (*monsun letni*), w zimie — od lądu (*monsun zimowy*).

Wiatry zabrzeżne i morskie, jako krótkotrwałe i obejmujące niewielki tylko pas wybrzeża, nie mają takiego znaczenia, jak zmieniające się co pół roku monsuny.

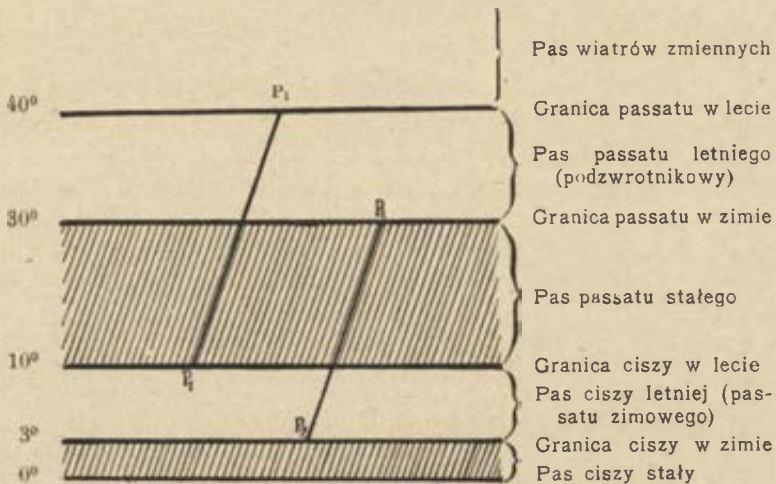


Fig. 128.  $P_1-P_1$  i  $P_2-P_2$  — przesuwany się passat; pierwszy wieje w lecie, drugi w zimie.

Poznaawszy zasadę ogólną, przyjrzyjmy się teraz nieco szczegółowiej zmianom, jakie rozkład lądów i wód wywołuje w skreślonym wyżej systemie wiatrów.

Passaty ulegają zmianom stosunkowo najmniej, gdyż na znacznej przestrzeni wieją one (szczególniej na półkuli południowej) ponad wielkimi obszarami oceanów; tylko więc w pobliżu lądów ulegają zboczeniu i to głównie w czasie lata, gdy lądy silnie się rozgrzewają. Przytem passat PdW. półkuli południowej, dzięki większemu nagromadzeniu lądów na półkuli północnej, niż na południowej, wkracza też na półkulę północną w czasie jej lata daleko

dalej, niż passat PnW. półkuli północnej — na półkulę południową w czasie lata tej ostatniej.

Największym jednak zmianom i komplikacjom ulegają wiatry wyższych szerokości geograficznych półkuli północnej, gdzie ląd i woda wciąż się przeplatają wzajemnie. Tutaj, wskutek znacznego oziębienia się lądu w zimie, a znacznego ogrzania w lecie, tworzą się w pierwszym razie nad lądami wyżki ciśnienia i dokoła nich antycyklony, w drugim — niżki ciśnienia i dokoła nich cyklony.

Nad morzami ciśnienie zachowuje się odwrotnie niż nad lądami: w zimie tworzą się tam niżki i cyklony, w lecie — wyżki i antycyklony; przyczem na położenie minimów zimowych znaczny wpływ wywierają ciepłe prądy morskie, na położenie maximów letnich — zimne prądy morskie.

W rezultacie w zimie muszą przeważać wiatry od lądu ku morzu, w lecie — odwrotnie.

## 2) *Rozkład rzeczywisty, mapy izobar i wiatrów.*

Wskutek tych wszystkich warunków systemy wiatrów są bardzo zakłócone; stosunki te najlepiej można poznać z map, zawierających izobary, nakreślone na podstawie wieloletnich obserwacji ciśnienia powietrza. Zresztą wiele luk w obserwacjach trzeba zastępować konstrukcją hipoteczna, opartą na rozumowaniu teoretycznym. Na tych mapach zaznacza się kierunki wiatrów strzałkami. Ponieważ rozkład wiatrów w zimie i w lecie, jak to z powyższych uwag łatwo zrozumieć, jest różny, więc najciekawsze są, podobnie jak mapy izoterm, mapy, sporządzone dla dwóch krańcowych miesięcy — stycznia i lipca.

aa) *Mapa izobar i wiatrów styczniowych* (fig. 129). Na mapie tej widzimy, że równikowy pas niskiego ciśnienia (pas ciszy), nawet w zimie leży przeważnie na północ równika; tylko w oceanie Indyjskim i w zachodniej części oceanu Wielkiego wkracza on na południe równika. W tych miejscach passat północnej półkuli, wzmocniony oziębieniem lądu Azji, wkracza na południową, przyczem ulega zbowoczeniu na lewo: z PnW. zmienia się na Pn. i PnZ. Wkroczenie passatu na południową półkulę jest znaczne, szczególnie tam, gdzie go przyciąga minimum lądowe gorąco rozpalonej Australji, tak iż gdzie w lipcu (jak zobaczymy niżej) wieje passat PdW, tam w styczniu — wiatr PnZ. (zmiany co pół roku: monsuny australskie). Na wschodnich brzegach Afryki ten wkraczający passat północnej półkuli nie ulega zbowoczeniu na lewo, gdyż przyciąga go na prawo rozpalone wnętrze Afryki południowej.



Fig. 129. Izobary i wiatry styczniowe (maxima i minima kreskowane),

*De Martonne.*

Z dwóch podzwrotnikowych pasów wysokiego ciśnienia tylko północny posiada wielką zwartość, sięgając mniej więcej do 18—26° szerokości; występuje jednak szczególnie silnie na Atlantyku na południe wysp Azorskich i w oceanie Wielkim na północny wschód wysp Hawajskich (zlewa się przytem na północ z antycyklonami wnętrza lądów Północnej Ameryki i Wschodniej Azji, wywołanymi przez silne oziębienie lądów). Południowy pas podzwrotnikowy wysokiego ciśnienia ulega przerwom (wskutek rozgrzania się lądów w czasie lata południowej półkuli), rozpada się na obszary eliptyczne z charakterem antycyklonów (passat PdW. na zachodnich brzegach Afryki zamienia się na PdZ. wskutek powstania minimum na rozgrzonym lądzie). Wiejący zaś od nich passat południowej półkuli, zgodnie z położeniem pasa ciszy (ob. wyżej), wkracza we wschodnią część oceanu Wielkiego i wschodnią stronę Atlantyku na półkulę północną.

W wyższych szerokościach półkuli północnej, oprócz wspomnianych już wyżej dwóch lądowych antycyklonów (Północnej Ameryki i Wschodniej Azji), wywołanych nagromadzeniem się tam silnie oziębionego ciężkiego powietrza (bardziej oziębający się ląd Azji z biegunem zimna ma też większe maximum, mianowicie 780 mm.), spotykamy dwa cyklony: północno-atlantycki czyli Islandzki i północno-pacyficzny czyli Aleucki, wywołane słabszym oziębieniem się wody, oraz dosięgającymi tu ciepłymi prądami morskimi — Golfstromem i Kuro Szio. Silniej ogrzany Atlantyk posiada tu większe minimum (740 mm.), niż Pacyfik. Te cztery maxima i minima wyższych szerokości półkuli północnej wywołują system wiatrów skomplikowany, wskazany strzałkami; widać np., że w Europie w styczniu panują wiatry południowo-zachodnie, sięgające aż do zachodniej Syberji. Taki kierunek wiatrów jest wynikiem położenia Europy na wschód islandzkiego minimum, oraz na północ podzwrotnikowego atlantyckiego maximum: powietrze dąży od tego maximum do islandzkiego minimum i, zbaczając na prawo, tworzy wiatry południowo-zachodnie (morskie, wilgotne i ciepłe). W takim samym położeniu względem aleuckiego minimum i pacyficznego maximum znajduje się Ameryka Północna: otrzymuje ona też wiatry południowo-zachodnie, ale te ograniczają się tutaj tylko do zachodniego pasa nadbrzeżnego; albowiem z jednej strony minimum aleuckie jest słabsze od islandzkiego, a z drugiej ściana Kordyljerów nie dopuszcza wiatrów południowo-zachodnich do wnętrza lądu. Wschodnia część Azji i wschodnia część Ameryki Północnej leżą odwrotnie po zachod-

niej stronie obu oceanicznych minimów (aleuckiego i islandzkiego), a na wschód od obu lądowych maximów, powietrze płynąc od tych maximów ku minimom i zbaczając na prawo, wywołuje w tych okolicach wiatry północno-zachodnie (lądowe, suche i zimne).

To panowanie wiatrów PdZ. wilgotnych i ciepłych w zachodnich częściach Eurazji i Ameryki Północnej, a wiatrów PnZ. suchych i zimnych we wschodnich częściach tych lądów tłómaczy nam dostatecznie, wyżej wspomnianą, wyższą temperaturę pierwszych w porównaniu z drugimi, oraz skręcanie się izoterm ku południowi w miarę posuwania się na wschód na każdym z tych lądów.

Stosunki ciśnień i wiatrów wyższych szerokości półkuli południowej są mało znane; przeważają tam, jak się zdaje, wiatry północno-zachodnie i zachodnie (cyklonalne) w szerokościach umiarkowanych, a południowe (antycyklonalne) na samej Antarktydzie.

bb) *Mapa izobar i wiatrów lipcowych* (fig 130).

Pas ciszy przesunął się całkowicie na półkulę północną, z nim posunęły się na północ podzwrotnikowe pasy wysokiego ciśnienia i system passatów. Podzwrotnikowe maximum południowej półkuli stało się bardziej zwarte i przesunęło się ku zwrotnikowi. Podzwrotnikowe maximum północnej półkuli przesunęło się ku 40° szerok. i rozpadło się, poprzerywane minimami na rozpalonych lądach, szczególnie na azjatyckim. Passat południowej półkuli wkroczył na północną, szczególnie u wybrzeży lądów, przyciągnięty minimami, utworzonymi na nich, a ulegając zbieżeniu na prawo, wytworzył u południowych wybrzeży Azji, zachodnich Afryki (Sahara) i zachodnich Ameryki (Meksyk) wiatry PdZ. tam, gdzie w zimie wiały passaty PnW., t. j. zamiast wiatrów stałych—perjodyczne (monsuny).

W wyższych szerokościach maxima lądowe znikły, na lądach panuje ciśnienie niskie, szczególnie w Azji, gdzie antycyklon ze zwyżką 780 mm. zmienił się w cyklon ze zniżką 748 mm., przyczem przesunął się daleko na południe, przerywając, jak wspomnieliśmy, podzwrotnikowe maximum.

Wiatry tych szerokości uległy naturalnie zmianie, lecz w zachodnich stronach lądów mniejszej niż we wschodnich. Zmiany w zachodnich okolicach wynikają z przesunięcia się ku północy podzwrotnikowych maximów atlantyckiego i pacyficznego, lecz ponieważ one nie wiele się przesunęły na północ, więc wiatry nie wielkiej uległy zmianie: przyciągane przez minima lądowe, szczególnie azjatyckie, z PdZ. stały się Z. i PnZ. Ale we wschodniej części Ameryki i Azji stosunki wiatrów ulegają zupełnej zmianie; ponieważ bowiem miejsce lądowych maximów zimowych zajmują



Fig. 130. Izobary i wiatry lipcowe (maxima i minima kreskowane).

*De Martonne*

teraz minima, więc zamiast wiatrów lądowych PnZ. więcej teraz morskie PdW. i Pd. (więc i tu we wschodniej Ameryce Północnej i wschodniej Azji powstają monsuny). Tym sposobem te kraje, które miały suchą zimę, mają teraz wilgotne lato.

Co do Ameryki Południowej, przeważają tam prawidłowo wiatry północno-zachodnie i zachodnie, ponieważ poza  $30^\circ$  nie sięga większy obszar lądowy, któryby mógł wywołać zmiany.

dd) *Minima wędrowne. Zmiany pogody.* Powyższe stosunki wiatrów są na ogół stałe, jako zależne tylko od położenia maximów i minimów, które w ciągu danej pory roku nie ulegają znacznym zmianom.

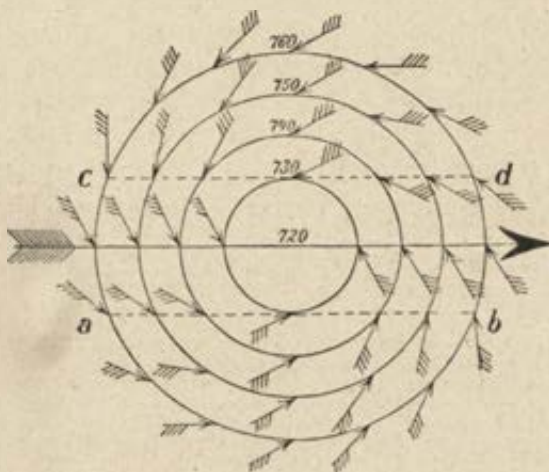


Fig. 131. Minimum wędrowne.

Wielka strzałka oznacza kierunek wędrowki minimum, małe strzałki—kierunki wiatrów, zmieniające się podczas wędrowki. W miejscu, ponad którym przesuwa się cyklon wzdłuż linii ab, następują po sobie wiatry pd., pdz., z. i pnz., po północnej stronie centrum cd zaś pn., pnw. w. i pdw.

Prócz jednak minimów, mniej więcej stałych, istnieją *minima wędrowne*, które swą szybką zmianą miejsca wywołują nagłe chwilowe zmiany kierunku wiatrów (fig. 131); stąd też nagłe zmiany pogody oraz burze.

Minima wędrują w pasie międzyzwrotnikowym w kierunku ze wschodu na zachód, w sferach umiarkowanych natomiast (fig. 132) głównie z zachodu na wschód, przez Amerykę Północną, Atlantyk, Europę północną (w Azji są wstrzymane górami), przyczem najważniejsze z nich, najniższe, trzymają się zwykle pewnych dróg.

Prędkość przesuwania się minimów waha się średnio między 25 a 45 km. na godzinę <sup>1)</sup>.

Za zmianami kierunku wiatrów idą zmiany pogody (częstsze w Ameryce Północnej niż u nas, gdyż tam minima wędrują szybko); są one nader ważne w życiu praktycznym, szczególnie dla żeglarzy i rolników.

Badanie tych zmian chwilowych jest zadaniem *meteorologii synoptycznej*, która na ich podstawie stara się przepowiadać przyszły stan pogody, stawiać *meteorologiczną prognozę*. Przepowiednie dla miejscowości, wewnątrz lądu leżących, są daleko mniej pewne niż dla nadbrzeżnych, albowiem w pierwszych wchodzi w grę rozmaite wpływy miejscowe (góry, lasy i t. p.), które wywołują znaczne modyfikacje. Z tego powodu wśród nieukształconego ludu tych okolic istnieją w pojęciach o pogodzie liczne zabobony, przypominające wierzenia ludów pierwotnych, które posiadają swych zaklinaczy deszczowych, udających, iż mają siłę sprowadzenia deszczu lub posuchy.

ee) *Burze. Orkany*. Burze i orkany są to wiatry bardzo silne (od 10 m. do 40 m., a nawet 60 m. na sekundę); powstają naturalnie przy izobarach z wielkimi gradientami (największymi w orkanach).

Jak wiatry zmienne, tak i burze mają swą przyczynę w minimumach czyli cyklonach wędrownych. U nas burze przychodzą zwykle z wiatrami południowo-zachodnimi.

Daleko rzadsze, ale i daleko gwałtowniejsze są cyklony międzyzwrotnikowe; mają one średnicę małą, ale gradienty daleko większe niż burze nasze; ruch wirowy w nich jest nadzwyczaj bystry i niszczący, ale ruch postępowy — powolniejszy niż w naszych burzach.

Drogi tych międzyzwrotnikowych cyklonów na półkuli północnej ciągną się naprzód z PdW. na PnZ., a następnie już pod 30° szerokości skręcają nagle na PnW. Na półkuli południowej zaś ciągną się naprzód z PnW. na PdZ., a potem skręcają nagle na PdW. Cyklony te, im dalej postępują w wyższe szerokości, tem zwiększają swą średnicę, a zmniejszają siłę i wreszcie znikają.

---

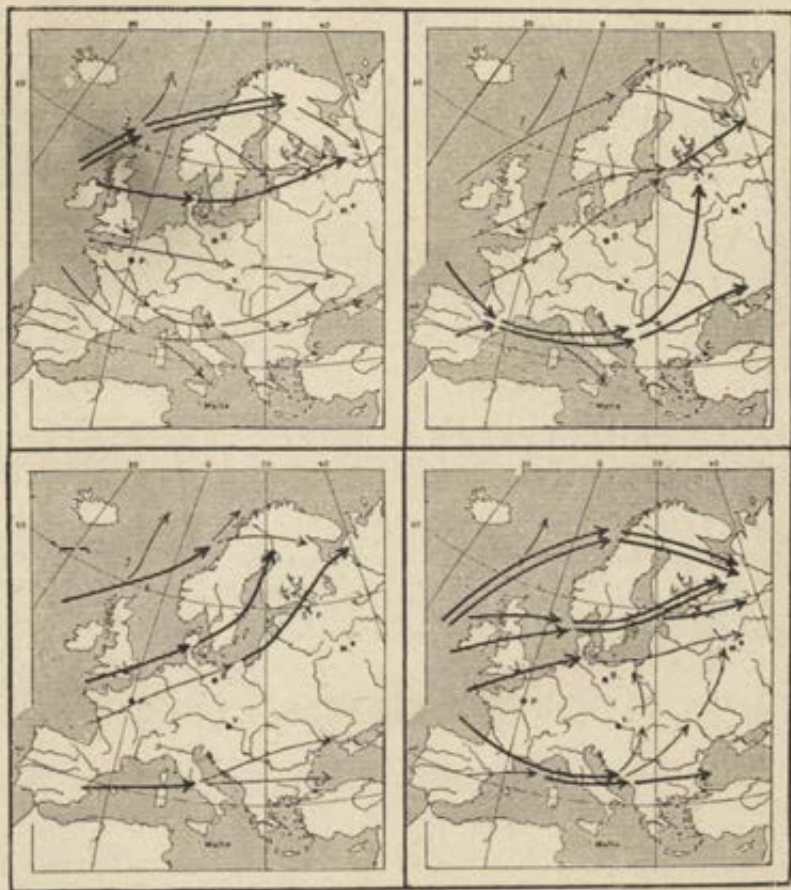
<sup>1)</sup> Można by przypuścić, że wędrowka z zachodu na wschód wynika stąd, że, jak to widać na figurze 131, w zachodniej części cyklonu panują wiatry północne, we wschodniej — południowe: pierwsze podnoszą ciśnienie, drugie je zmniejszają, wskutek tego środek niskiego ciśnienia musi się przesuwać ku wschodowi.



Do takich cyklonów należą: na półkuli północnej Zachodnio-Indyjski (hurricane), Bengalski, oraz w morzu Chińskim (*tajfun*), a na półkuli południowej wiry koło wyspy Mauritius. Drogi tych cyklonów idą wzdłuż ciepłych prądów morskich; dlatego to Golf strom, wzdłuż którego postępuje cyklon Zachodnio-Indyjski, prze-

Styczeń

Kwiecień



Lipiec

Październik

Fig. 132. Główne drogi cyklonów w Europie wedle Van Bebbera.

zwano „królem burz“. Charakterystyczną dla wszystkich tych burz podzwrotnikowych jest okoliczność, że zrywają się prawie tylko w pewnych sezonach: hurrikany i tajfuny w późnym lecie, indyjskie cyklony na wiosnę i w jesieni.

Burzom zwrotnikowym towarzyszy nadzwyczaj wielkie obniżenie ciśnienia (do 700 mm.), do tego stopnia, iż okna domów bywają podczas cyklonu wypychane na zewnątrz. Z powodu wielkiego obniżenia się ciśnienia w centrum cyklonu, większe ciśnienie okoliczne wciska w środek cyklonu, postępującego nad morzem, wodę; tworzy się postępujący słup wody (*trąba morska*) kształtu lejka lub węża, fig. 133; słup ten, wstępując na ląd, traci równowagę, wywraca się i sprawia niszczące powodzie. Na pustyni w środku cyklonu tworzy się z tego samego powodu słup piasku (*trąba piaszczysta*), który zasypuje karawany. Na małą skalę zjawisko takie przedstawiają znane nam młynki powietrzne, powstające



Fig. 133. Trąby morskie.

w czasie spokojnych gorących dni letnich na silnie rozgrzanych ulicach i drogach piaszczystych: porywają one w górę piasek, zeschnięte liście, kawałki papieru i t. p.

Ruch wirowy powietrza w pobliżu centrum cyklonu jest tak gwałtowny, że roślinność ulega zupełnemu zniszczeniu, budynki — zburzeniu; tylko trzęsienie ziemi pozostawia po sobie równie straszne spustoszenie. Cyklony zatoki Bengalskiej w okolicach delty Gangesu, wstępując jako trąby wodne na nizki ląd, pozbawiały życia po 50, a nawet 100 tysięcy ludzi. Potop biblijny był prawdopodobnie zjawiskiem analogicznym, mianowicie — działaniem cyklonu, który

wstąpił z zatoki Perskiej na nizinę Mezopotamji; działanie jego było tu przytem skombinowane z falą sejsmiczną.

Charakterystycznym zjawiskiem zwrotnikowych cyklonów jest grozą przejmująca cisza w centrum burzy (w naszych burzach kontrast między ciszą w centrum i ruchem wirowym w jego pobliżu nie jest tak wybitny). Gdy więc jakieś miejsce leży na drodze centrum, to ulega niszczącemu działaniu dwóch burz, rozdzielonych chwilową ciszą.

Wszystkie opisy cyklonów zwrotnikowych oznaczają jako najstraszniejszą, budzącą najsilniejsze wrażenie, tę chwilę, gdy po przerażającym ryku burzy, który zagłusza grzmot piorunów i walenie się budowli, nagle nastaje cisza grobowa.

Każdy czuje, że groza jeszcze nie minęła i bojaźń oczekiwania powiększa wrażenie niebezpieczeństwa.

Podobne do cyklonów zwrotnikowych są siłą są tak zwane *tornados* w Ameryce Północnej, srożące się około 40° szerokości.

f) *Wiatry lokalne*. Wiatry lokalne dadzą się podzielić na dwa rodzaje:

Wiatry czysto lokalne, to jest niezależne od ogólnej cyrkulacji powietrza, lecz jedynie od miejscowych różnic ciśnienia (ogrzewania) sąsiednich okolic. Ogólna cyrkulacja często zaciera te wiatry lokalne.

Wiatry, stanowiące część ogólnej cyrkulacji i ulegające tylko pewnym modyfikacjom (co do temperatury, wilgotności i t. d.) pod wpływem warunków miejscowych, głównie ukształtowania powierzchni.

1) *Wiatry czysto lokalne*. Do wiatrów tego rodzaju należą wiatry *zabrzeżne i morskie* oraz *dolinne i górskie*; oba te gatunki wiatrów zmieniają się perjodycznie w ciągu dnia (doby), jak monsuny w ciągu roku, zasługują więc na miano *dziennych monsunów*.

aa) *Wiatry zabrzeżne i morskie* powstają na wybrzeżach mórz (a na małą skalę także na wybrzeżach jezior). Z przyczyn, już wyżej (str. 224) wyłuszczonej, w górze powstaje w dzień prąd powietrza od lądu ku morzu, a zato w dole prąd od morza ku lądowi (*wiatr morski*); w nocy odwrotnie: wskutek silniejszego oziębiania się lądu powstaje w górze wiatr od morza ku lądowi, a zato w dole — od lądu ku morzu (*wiatr lądowy*). Cały ten system wiatrów sięga kilkanaście do kilkadziesiąt kilometrów w głąb lądu i morza od linii wybrzeżnej i obejmuje atmosferę do 300 m. wysokości.

bb) *Wiatry dolinne i górskie* mają przyczynę podobną do poprzednich: w dzień nad silnie ogrzaniem nizinami warstwy jednakowej gęstości (jednakowego ciśnienia) wznoszą się wyżej niż nad stokami gór; powstaje więc prąd od nizin ku stokom gór i potokowych w górę, co pociąga za sobą prąd od dolin ku góróm (*wiatr dolinny*); w nocy kolumna powietrza nad równinami obniża się i powstaje prąd od gór ku dolinom (*wiatr górski*).

Gdzie góry są pokryte śniegami i lodami, które oziębiają spoczywające nad nimi powietrze, tam i w dzień wieją wiatry zimne z gór na doliny; do takich wiatrów należą *nevados*, burze śniegowe na wyżynie Quito, otoczonej wysokimi górami. Zamknięte wysokimi górami wąskie doliny poboczne, które tylko na krótko bywają ogrzewane przez promienie słońca, wysyłają także, szczególnie w lecie, prądy zimnego powietrza do lepiej ogrzewanych szerszych i niższych dolin głównych (podobnie zimne powietrze wieje przez bramy wysokich kamienie z zacienionych podwórz na ogrzaną ulicę). Potoki górskie, spływające z takich dolin do rzeki głównej, wytwarzają przy swych ujściach pasy mgły (np. uralskie dopływy Peczory).

Podobny wpływ ma bezpośrednie sąsiedztwo wysokich gór i równin, szczególnie na wiosnę i w jesieni: klimaty wyżyny Bawarskiej i niziny Nadpadańskiej, są częściowo uwarunkowane tym kontrastem.

2) *Wiatry zmodyfikowane*. Co do modyfikacji lokalnych, jakim ulegają prądy, należące do ogólnej cyrkulacji powietrza, to naprzód *kierunek* wiatrów ogólnych ulega zmianom pod wpływem warunków orograficznych, tak np. w głębokiej dolinie Ebro, ciągnącej się z północno-zach. na połudn.-wsch., znane są tylko dwa wiatry: Pn.Z. i Pd.W. W równoleżnikowej dolinie Amazonki pasaty zmieniają się na wiatry czysto wschodnie. Po wschodniej stronie Karpat, ciągnących się na połud.-wsch., wiatry na przestrzeni od Bessarabji aż do okolic Lwowa wieją przeważnie w dwóch kierunkach: Pn.Z. i Pd.W., niby prądy morskie, płynące wzdłuż brzegu.

Bardziej uchwytnymi są modyfikacje wiatrów *pod względem siły, temperatury i wilgotności*; do takich zmodyfikowanych wiatrów ogólnych należą: *föhn, mistral, bora, wiatry pustynne*.

aa) *föhn* poznano pierwotnie jako wiatr południowy, wiejący w północnych dolinach Alp centralnych i wschodnich, począwszy od Besançon aż po Salzburg. Wieje on wtedy, gdy na północo-zachód od Europy panuje bardzo niskie ciśnienie (więc z reguły w zimie); lokalna jego modyfikacja odznacza się niezwykłą gwałtownością, wysoką

temperaturą i wielką suchością. Föhn wywołuje nagle topnienie śniegów („Schneefresser“) i wylewy rzek, ale wpływa też na przyspieszenie wegetacji.

Nizkie ciśnienie na północy Europy wypompowuje niejako powietrze z północnych dolin Alp; dla skompensowania tego ubytku napływa powietrze z grzbietów gór, a w następstwie — z południowych stoków i okolic dalszych na południe, gdzie ciśnienie jest wyższe, a swobodne spokojne wyrównanie utrudnione przez zaporę górską Alp. Ten wiatr południowy, wspinając się po południowych stokach Alp w górę, oziębia się i skrapla swą wilgoć; a opadając napowrót na północnych stokach w doliny, ogrzewa się, nie tylko odzyskując swą pierwotną temperaturę, ale prócz tego zachowuje nadwyżkę ciepła, otrzymaną ze skroplenia się pary wodnej: przy skropleniu pary uwalnia się, jak wiadomo, ciepło, w niej zawarte. Tym sposobem wiatr ten zjawia się w północnych dolinach Alp jako prąd gorący i suchy; staje się nim po drodze (Hann), nawet przy pochodzeniu z krajów zimnych i wilgotnych.

Niekiedy, gdy ciśnienie na południu Alp jest niższe niż na północy, powstaje także föhn północny.

W nowszych czasach przekonano się, że wiatry z własnościami föhnu są dość rozpowszechnione i w innych górach. Znany on jest w Tatrach pod nazwą *wiatru halnego*; nad morzem Ochocikiem wiatr północno-zachodni, wiejący od sybirskiego bieguna zimna, w miejscach, gdzie przechodzi przez wyższe części gór nadbrzeżnych, przyjmuje föhnowy charakter; tak np. Ajan ma w styczniu temperaturę blisko o 3° wyższą niż dalej na południu leżący Mikołajewsk. Scirocco pirenejski, chinook aleghański, niektóre wiatry Apeninu, Krymu, Japonji, Afryki, Nowej Zelandji i t. d. poznano jako należące do typu föhnu.

Szczególniej zasługuje na uwagę zjawisko föhnu na obu wybrzeżach Grenlandji, gdyż ten wiatr ciepły wieje tam z wnętrza, pokrytego wiecznymi lodami. Jak föhn alpejski, przed wyżej przytoczonym objaśnieniem Hanna, objaśniano pochodzeniem z Sahary, tak grenlandzki — istnieniem we wnętrzu Grenlandji czynnych wulkanów!

3) *Wiatry pustyń* posiadają własności föhnu, lecz w daleko wyższym stopniu. Do takich palących suchych wiatrów należy, pochodzący z Sahary *harmattan* na wybrzeżu Górnej Gwinei i *chamsin* w Egipcie, *leste* na Madeira, *leveche* w Hiszpanji. Podobny do nich jest *samum* we wnętrzu Arabji. Ale wszystkie przynosi swą temperaturą (do 55° w cieniu) wiatr, wiejący z wnętrza

Australji na jej wschodniem i południowem wybrzeżu, zwany *ceglarzem* z powodu czerwonego pyłu, którym wszystko pokrywa. Niszczy on w jednej chwili niwy zbożowe, a owoce na drzewach dosłownie piecze.

4) *Mistral* i *bora* są to wiatry, odznaczające się wielką gwałtownością (wagony bywają wykolejane) oraz zimnem. *Mistral* wieje z północo-zachodu i północy na wybrzeżach morza Śródziemnego od ujścia Ebro do zatoki Genueńskiej, szczególnie w dolinie Rodanu, niby w kanale. *Bora* wieje z północy, północo-wschodu i wschodu na wybrzeżach morza Adrjatyckiego (Istrji, Dalmacji i Albanji). Oba wieją wtedy, gdy na morzu Śródziemnem i Adrjatyckiem ciśnienie jest niskie, a na północy poza górami nadbrzeżnymi (Sewenny, Kras) gromadzi się zimne ciężkie powietrze, które wreszcie przelewa się niejako przez niższe części gór, niby woda przez szczyrbę w naczyniu, i spada jako lodowato zimna kaskada na cieplejsze wybrzeża. Podobny wiatr występuje też na północ-wschodnich wybrzeżach morza Czarnego w miejscach, gdzie góry Kaukaskie są niezbyt wysokie; wywołuje on silne falowanie morza i zamienia bryzgi wody w lód. Dalej na wschód, gdzie góry stają się wyższe, wiatr północny traci już charakter bory, a przyjmuje charakter föhnu (ogrzewa się znacznie przy przejściu przez wysokie góry).

## V) Wilgotność powietrza i opady.

### 1. Para wodna i wilgotność.

W powietrzu znajduje się zawsze pewna ilość pary wodnej, albowiem woda pod wpływem ciepła zamienia się w parę. Najwięcej pary wodnej dostarczają naturalnie oceany i morza, lecz znaczny też udział w jej dostarczaniu mają jeziora i rzeki, a nawet wilgotna ziemia i szata roślinna, zwłaszcza leśna. Odpowiednio do przyczyny, wywołującej parowanie (ciepło), i materiału, dostarczającego pary (woda), *ilość pary wodnej* w powietrzu musi wogóle maleć od równika ku biegunom, od wybrzeży mórz ku wnętrzu lądów oraz od dołu ku górze. Naturalnie, iż od tego ogólnego prawa są liczne wyjątki, wywołane przyczynami lokalnymi (nad lasami, bagnami, pustyniami i t. p.).

Od ilości pary wodnej należy odróżnić *wilgotność* (pierwsza zowie się inaczej *wilgotnością bezwzględną*, druga *względną*): wilgotność jest to stosunek tej ilości pary wodnej, jaka się w danej

chwili w powietrzu znajduje, do maksymalnej ilości, jaka przy tej samej temperaturze w powietrzu znajdować się może, czyli — jaka przy tej samej temperaturze *nasyca* powietrze tak, iż więcej pary przyjąć już nie może. Inaczej mówiąc: wilgotność jest ułamkiem, którego licznik przedstawia rzeczywistą ilość pary wodnej, znajdującą się w danej chwili w powietrzu, mianownik zaś — tę ilość pary wodnej, jaka znajdowałaby się przy tej samej temperaturze, gdyby powietrze było nasycone.

Wilgotność więc zależy od dwóch warunków: od ilości pary wodnej i od temperatury, ale w różnym sensie: im większa jest ilość pary wodnej, tem większa jest wilgotność. Ale im wyższa jest temperatura, tem mniejsza jest wilgotność; albowiem w pierwszym razie zwiększa się licznik ułamka, a w drugim — jego mianownik, gdyż im wyższą jest temperatura, tem więcej pary potrzebuje powietrze do swego nasycenia. Przy wielkiej więc ilości pary wodnej wilgotność może być mała (gdy temperatura jest wysoka) i odwrotnie: przy małej ilości pary wodnej wilgotność może być znaczna (gdy temperatura jest niska). Tak np., nad morzem Czerwonem, najgorętszem z mórz, ilość pary wodnej jest bardzo znaczna, a wilgotność z powodu wysokiej temperatury powietrza — bardzo mała. Na Syberji zaś, np. w Barnaule, ilość pary wodnej, tak z powodu niskiej temperatury jak i wielkiego oddalenia od morza, jest bardzo mała, a wilgotność w styczniu dochodzi prawie do stanu nasycenia.

Co do rozkładu wilgotności wogóle, to zachowuje się ona odwrotnie, niż ilość pary wodnej: wilgotność mianowicie nie maleje, lecz wzrasta od równika ku biegunom, oraz od dołu ku górze; w tym ostatnim kierunku jednak wilgotność wzrasta tylko do pewnej granicy, poza którą maleje z powodu szybkiego ubywania ilości pary. W kierunku od wybrzeży ku wnętrzu lądu wilgotność tylko w lecie zachowuje się tak samo jak ilość pary wodnej, w zimie zaś wilgotność ku wnętrzu lądu zwykle wzrasta z powodu niskiej temperatury lądu, oraz ulatniania się śniegu.

Oprócz ilości pary i wilgotności zaczęto w ostatnich czasach zwracać uwagę na tak zwany *niedosyt wilgotności*, to jest ilość pary wodnej, której brakuje do tego, aby powietrze było nasycone.

## 2. Skroplenie. Opady atmosferyczne. Lodowce.

a) *Skroplenie*. Skroplenie jest to zjawisko odwrotne ulatnianiu: jak ciepło wywołuje zamianę wody w parę czyli *ulatnianie*, tak zimno — zamianę pary w wodę czyli *skroplenie*. Skroplenie

następuje wtedy mianowicie, gdy temperatura powietrza, zawierającego pewną ilość pary, obniży się do tego stopnia, iż ta ilość pary stanie się większą, niż potrzeba do nasycenia: naówczas przewyżka musi się wydzielić w postaci płynnej (a przy temperaturze niższej od  $0^{\circ}$  w postaci stałej) czyli skroplić. Temperatura, przy której następuje skroplenie, zowie się *punktem rosy*.

Skroplenie więc powstaje: 1) przy zetknięciu się ciepłego, obfitującego w parę, powietrza z silnie oziębionymi ciałami (np. na szybach okien w zimie, na karafce z zimną wodą, wniesionej do ciepłego pokoju i t. p.); 2) przy prądzie, wznoszącym się w górę, gdzie się oziębia; najprostszymi przykładami przedstawiają kłęby tak zwanej „pary“, wznoszące się w górę nad garnkiem z gotującą się wodą: nie jest to już para właściwa, lecz skroplona. 3) Wogóle przy prądach ciepłych, przychodzących do okolic zimnych (więc np. przy prądach równikowych). 4) Przy prądach zimnych, przychodzących do okolic cieplejszych, bardzo bogatych w parę.

b) *Rosa, szron*. Skroplenie na zimnej powierzchni ciał ma miejsce w czasie pogodnych nocy, gdy powierzchnia ziemi po ciepłym, obfitym w parę, dniu znacznie się oziębi; niebo zachmurzone zaś powstrzymuje promienie ciepła, działa podobnie jak szyby inspektowe: nie pozwala na znaczne oziębienie ziemi. Gdy temperatura jest wyższa od  $0^{\circ}$ , to skroplenie pozostaje w stanie płynnym, tworzy *rosę*; gdy zaś temperatura jest niższa od  $0^{\circ}$ , to skroplenie wydzieli się w stanie stałym — tworzy *szron*.

Najobfitsza rosa tworzy się w pobliżu mórz i jezior krain gorących i pogodnych (np. w pobliżu jeziora Cad, na przesmyku Sueskim, w pustyni Atakama i t. d.); jest ona tam tak obfita, że zastępuje do pewnego stopnia deszcz. Natomiast na otwartym morzu (na małych wysepkach i okrętach) rosy nie bywa, gdyż oziębienie w nocy jest tam słabe.

c) *Mgła, obłoki, zachmurzenie*. Skroplenie w atmosferze tworzy mgłę, gdy ma miejsce w pobliżu powierzchni ziemi, i obłoki, gdy ma miejsce w wyższych warstwach atmosfery; obłok, więc jest to mgła, znajdująca się wysoko; mgła zaś jest to obłok, znajdujący się przy ziemi. O prawdziwie tej można się naocznie przekonać, wstępując na wysokie góry: gdy znajdujemy się u stóp góry, szczyt jej jest pogrążony w obłokach; gdy wstąpimy na górę, znajdziemy się wśród mgły.

Mgła powstaje wtedy, gdy przy dostatecznej ilości pary wodnej zachodzi różnica między temperaturą ziemi (gruntu lub wody) i powietrza. Stąd wynika, że mgła może powstać w dwojaki sposób:



1) gdy wiatr zimny wieje (lub powietrze zimne spoczywa) nad cieplejszą powierzchnią morza, jeziora, bagna i t. p., ciepła bowiem woda lub wilgotna ziemia wydziela dużo pary, a zimne powietrze ją skrapla. Do tego rodzaju należą mgły nad prądami ciepłymi przy ich spotkaniu się z zimnemi, gdy wiatr wieje od tych ostatnich; mgły nad ciepłymi fjordami Norwegji, gdy w zimie wieje wiatr od ładu; mgły w ciepłych i wilgotnych dolinach, otoczonych wysokimi górami, z których stacza się zimne powietrze (np. w dolinie Caracas na gorącym wilgotnym poprzężu Wenezueli); mgły jesienne nad wodami łądowemi, które wtedy są cieplejsze od powietrza, szczególnie nad wielkimi i głębokimi jeziorami (Ładoga, Bajkał), które późno zamarzają, gdy już długo panują mrozy; mgły nad szparami, powstającymi podczas silnych mrozów w lodach mórz polarnych i t. d. 2) Gdy wiatr wilgotny wieje nad zimniejszą od niego powierzchnią ziemi lub wody; mgły takie zalegają zwykle cienką warstwą. Do tego rodzaju należą mgły nad prądami zimnemi w pobliżu ich spotkania się z ciepłymi, gdy wiatr wieje od tych ostatnich (szczyty masztów wysterczają ponad tą mgłą), mgły nad lodami krain polarnych, gdy nad niemi powieje wiatr ciepły, oraz nad górami lodowemi, zagnanemi w okolice cieplejsze mgły na górach (od prądów wstępujących), które dla stojącego u dołu przedstawiają się jako obłoki.

Obłok taki na szczycie góry nieraz bardzo długo nie zmienia swego miejsca i kształtu, mimo najsilniejszego wiatru. Nie znaczy to jednak, że kropelki wody, tworzące go, pozostają na swych miejscach, lecz tylko, że przyczyna, skroplenia jest trwała; mianowicie kształt i położenie obłoku są uwarunkowane kształtem i położeniem góry. Kropelki, które uniesione wiatrem, oddalą się od przyczyny oziębiającej, zmieniają się znów w niewidzialną parę, ale na ich miejsce przybywają nowe masy pary i ulegają w tych samych miejscach skropleniu (podobnie słupek „ognisty“ nad wulkanami nie ulega zmianie od wiatru, gdyż nie jest on rzeczywistym płomieniem, lecz tylko odbiciem ognistego wnętrza krateru w kropelkach pary wodnej). Pięknem zjawiskiem tego rodzaju jest tak zwany „obrus“ na górze Stołowej koło Miasta Przylądkowego (Capetown): jest to mgła albo obłok, powstający na tej górze przeważnie przy wiatrach z oceanu Indyjskiego, które skraplają parę na płaskim szczycie góry; na odwietrznej stronie góry mgła ta rzuca się w dół niby biała kaskada, ale wkrótce znika w znacznej jeszcze wysokości, tworząc malowniczą draperję. Interesującym jest też zjawisko mgły na nadbrzeżnych

górach Jemenu. Morze Czerwone w najgorętszej porze roku silnie paruje; para ta wznosi się i powleka góry mgłą, która je zwilża i przez to umożliwia plantacje kawy (Mokka). Na wschodnią stronę gór mgła ta nie przechodzi, niema też tam plantacji kawy.

Obłoki albo chmury powstają, jak już wiemy z powyższego, wskutek prądu wstępującego, który w górze skrapla swą parę, a także wskutek zmieszania się mas powietrza o różnych temperaturach; w pierwszym razie są one „kapitelami słupów, wznoszącego się powietrza“ i zależą od rodzaju powierzchni ziemi, a mianowicie od jej zdolności rozgrzewania się i wydzielania pary; są więc niejako odzwierciedleniem powierzchni ziemi na sklepieniu nieba“.

To też bystre oko Indjanina z położenia obłoków na niebie odgaduje kierunek rzek, a oko żeglarza na morzu — obecność wysp: wyspa rozgrzewa się silniej, niż okoliczne morze, wskutek tego tworzy się nad nią prąd wstępujący, który porywa coraz nowe masy pary, przynoszone przez wiatry morskie, i skrapla je w górze.

Przy rozważaniu obłoków dwie rzeczy trzeba wziąć pod uwagę: *kształt* obłoków i stosunkową wielkość obszaru, jaki zajmują na niebie, t. j. tak zwaną obłoczność albo *zachmurzenie*.

1) Pod względem kształtu rozróżniają zwykle cztery główne typy obłoków (i wiele mieszanych);

aa) *Pierzaste (cirrus)*, mające postać białych, siatkowatą ułożonych włókien. Sięgają one ponad najwyższe szczyty gór i składają się z kryształków śniegu, jak to wykazały podróże balonem.

bb) *Warstwowe (stratus)*, wąskie i długie, występują niewysoko nad poziomem przy zachodzie słońca; kształt ich warstwowy pochodzi stąd, że wiatry w wyższych warstwach atmosfery mają wtedy inny kierunek niż w dolnych.

cc) *Kłębowe (cumulus)*, mające kształt półkulistych mas lśniących na obwodzie, nagromadzonych na ciemniejszej poziomej podstawie. Powstają one wskutek silnego prądu wstępującego: dlatego mają podstawę poziomą, gdyż oznacza ona powierzchnię, na której zaczyna się skroplenie, a ta na znacznym obszarze leży w jednakowej wysokości; i dlatego też tworzą się one głównie w pasie międzyzrotnikowym, a u nas tylko w lecie, w dni spokojne.

dd) *Deszczowe (nimbus)* — ciemne masy, powlekające nieraz całe niebo.

2) *Zachmurzenie* oznacza się zapomocą skali, w której 0 znaczy niebo zupełnie czyste, bezchmurne, 10 zaś niebo zupełnie zaciągnięte chmurami. Nad Saharą i w krajach śródziemnomorskich niebo prawie zawsze (szczególniej w lecie) jest pogodne (w Kairze

zachmurzenie roczne wynosi 2); nad północno-zachodnią Europą — prawie zawsze zachmurzone (na wyspach Faroer zachmurzenie roczne przeszło 7).

*Rozkład zachmurzenia* przedstawia się na mapie zapomocą linii, łączących miejsca jednakowego zachmurzenia (*izonefy*); tak np. stopy południowej Rosji leżą na tej samej izonefie, co pogodna pustynna Kastylja.

Zachmurzenie wpływa na temperaturę (w lecie obniża ją, w zimie podwyższa), a w następstwie i na rozprzestrzenienie pewnych roślin, np. palmy daktylowej, która unika nieba chmurnego.

d) *Deszcz, śnieg*. Gdy w obłokach kropelki wody lub kryształki śniegu stają się tak wielkie, że nie mogą już utrzymać się w powietrzu, natenczas spadają na powierzchnię ziemi jako *deszcz* lub *śnieg* (śnieg zbity w bryłki tworzy *krupy*, a bryłki z powłoką lodową — *grad*). Zjawisko to zwiemy *opadem atmosferycznym*.

Przy rozważaniu opadów atmosferycznych bierzemy pod uwagę, prócz wyżej wynienionej *formy*, głównie ich *ilość*, oraz *czas (porę)*.

1) *Rozkład opadów atmosferycznych*. Ilość opadu atmosferycznego mierzy się zapomocą przyrządu, zwanego *deszczomierzem (ombrometrem, pluwiometrem)*, na którym odczytuje się po każdym opadzie wysokość (w milimetrach) spadłej wody, bądź bezpośrednio z deszczu, bądź z roztopionego śniegu, krup i gradu. Tym sposobem po kilkoletnich obserwacjach w danym miejscu można obliczyć średnią ilość opadu dla danego miesiąca i roku. Co do czasu, to opady mogą wydarzać się albo we wszystkich porach roku, albo ograniczać się do jednej pory roku, zimowej lub letniej, podczas gdy druga doznaje suszy (*opady perjodyczne*).

Rozkład opadów na ziemi co do ilości, czasu i formy jest niezmiernie ważny, albowiem wszystkie te okoliczności wywierają wielki wpływ na roślinność, a przez to na życie człowieka, wyrokując o zamieszkalności i pomyślności lub też o pustynności i ubóstwie danego kraju.

aa) *Rozkład rocznej ilości opadów*. Ilość opadów zależy od dwóch warunków: od oziębienia i od ilości pary wodnej.

Zależność ilości opadu od oziębienia jest przyczyną, że ilość ta musi się wzmacniać przy wiatrach równikowych i wstępujących, a zmniejszać przy biegunowych i zstępujących. Ponieważ zależy też od ilości pary wodnej, więc musi się wzmacniać od wnętrza lądu ku wybrzeżom i od biegunów ku równikowi. Wprawdzie w tym kierunku wzmacnia się ciepło, co powinno wpłynąć na zmniejszenie ilości deszczu, ale to nie ma miejsca, ponieważ ciepło wywo-

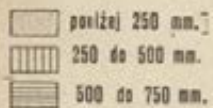


Fig. 134. Średnie opady roczne według Supana.

*De Martonne.*

łuje prądy wstępujące. Prócz tego ilość opadów musi się też wzmacniać ku górze, to jest musi być na górach większa niż na nizinach, ale tylko do pewnej granicy. Na pewnej wysokości ma miejsce maximum opadów (w Karpatach około 1500 m.), stąd począwszy ilość maleje, gdyż wskutek znacznego zmniejszenia się ilości pary wodnej, oziębienie, choć znaczne, nie jest już w stanie wywołać zwiększenia opadów. Mimo tego ograniczenia, prąd wstępujący na góry jest najważniejszym warunkiem opadów (*deszcze elewacyjne, orograficzne*); nawet wiatr lądowy i biegunowy przy wznoszeniu się na góry jest w stanie sprowadzić opad, czego dowodem są deszcze na górach Sahary (Ahaggar, Tibesti). Odwrotnie: wiatr zstępujący, chociażby równikowy i od morza wiejący, sprowadza posuchę, jakeśmy to widzieli na föhnne. Podobnie — wiatr, który przeszedł przez zimny prąd morski.

Najkorzystniejszym warunkiem opadu jest wiatr równikowy w pasie gorącym, od morza wiejący i trafiający prostopadle na góry nadbrzeżne, po stoku których wstępuje; stok ten, ku wiatrowi zwrócony (dowietrzny), będzie miał obfite opady; stok zaś przeciwny (odwietrzny) będzie suchy.

Stąd widzimy, że góry, stojące na drodze wiatrów wilgotnych, wywierają wielki wpływ na rozkład ilości opadów. Kraje więc otoczone górami (kotliny), a przynajmniej zasłonięte górami od morza, są ubogie w opady. Kontrast między stroną gór deszczową i suchą jest tem większy, im góry są wyższe. W niższych szerokościach geograficznych, gdzie panują wiatry wschodnie (passaty), wschodnie stoki gór są bogatsze w opady, niż zachodnie; w wyższych szerokościach, gdzie przeważają wiatry zachodnie, odwrotnie. W krajach wyspiarskich z wiatrami monsunowymi obie strony gór posiadają opady, tylko w różnych porach.

Na podstawie powyższych uwag ogólnych zrozumiemy rozkład opadów, jaki nam przedstawia mapa.

Najobfitsze opady, wynoszące kilka tysięcy milimetrów rocznie, spotykamy prawie jedynie w pasie gorącym, i to głównie w pobliżu równika (Ameryka i Afryka równikowa, wyspy archipelagu Malajskiego). Wyjątkowo wielkie opady, i to nawet daleko od równika sięgające, spotykamy tu na dowietrznych stokach gór, mianowicie na wschodnich stokach Kordyljerów, oraz wyżyn Gujany i Brazylii (deszcze elewacyjne passatowe); dalej — na południowych stokach Wysokiego Sudanu (monsun letni od zatoki Gwinejskiej i passat południowej półkuli, przekraczający równik), na zachodnich stokach Gaths'ów, oraz Indochin i na południowych stokach

Himalajów (monsun letni); tutaj w górach Khassia wysokość opadów jest największa na ziemi, dochodzi do 12000 mm.

Poza tym pasem obfitych opadów zwrotnikowych ciągną się dwa pasy pustyń, wywołanych części przez passaty, które jako wiatry biegunowe wywierają wpływ osuszający (jeżeli nie są zmuszone do wzniesienia się na góry), części zaś przez stosunki topograficzne (otoczenie górami) oraz zimne prądy morskie. Na półkuli północnej spotykamy tu Saharę z Arabją; pustynia ta przedłuża się dalej na północny-wschód (ze względów topograficznych) na Azję centralną i dopiero na południo-wschodzie Azji stawiają jej kres obfite deszcze monsunowe. W Ameryce Północnej spotykamy tylko miniaturę pustyni na półwyspie Kalifornijskim (prąd zimny), która przedłuża się też ze względów topograficznych na północny wschód na wyżynę Stanów Zjednoczonych. Dalej na wschód pustyni tej stawiają dość szybko kres deszcze monsunowe (od zatoki Meksykańskiej). Na półkuli południowej w tym pasie pustyń spotykamy przede wszystkim wewnątrz Australji, które może się mierzyć z Saharą. Góry ciągnące się po wschodniej stronie Australji, odbierające wilgoć passatowi, który na ich wschodnim stoku sprowadza obfite deszcze elewacyjne, przyczyniają się głównie do zubożenia opadów wnętrza. Podobny stosunek zachodzi w Afryce południowej, gdzie spotykamy pustynię Kalahari; pustynność jej wzmacnia się przytem na zachodnim wybrzeżu, z powodu prądu zimnego. W Ameryce, bardziej odkrytej od strony wschodniej, spotykamy naprzód tylko stępy (campos, pampas) i dopiero po drugiej stronie Kordyljerów, z powodu osuszenia się na nich passatu, oraz z powodu zimnego prądu Peruwiańskiego, spotykamy wąski pas pustynny nadbrzeżny (Atakama).

Za tymi pasami pustyń, w pasie panowania wiatrów zachodnich, spotykamy znów obfite opady; najobficiej występują one na górach nadbrzeżnych wybrzeży zachodnich, ku wschodowi maleją. Na półkuli północnej najobfitsze deszcze spotykamy tu na zachodnich wybrzeżach Ameryki Północnej (poza 40° szer.); ku wschodowi maleją one szybko, ale następnie znów wzrastają, gdyż tu wkraczają wyżej wspomniane deszcze monsunowe od zatoki Meksykańskiej. Podobnie obfite opady spotykamy w Europie zachodniej (szczególniej na zachodnich stokach gór Skandynawskich, Brytańskich i wyżyny Iberyjskiej), lecz tutaj maleją one stale ku wschodowi, aż dopiero na samym rąbku wybrzeża Azji wschodniej ilość opadów wzrasta, gdyż tu sięga północna odnoga deszczów monsunowych. Na półkuli południowej pas odpowiedni zajmuje

małe obszary: południowa Afryka i Australja wkraczają weń tylko małymi skrawkami (kraj Przylądkowy, Wiktorja) i tylko Ameryka południowa (Patagonja) i Nowa Zelandja stanowią znaczniejsze przestrzenie tego pasa; wszędzie widać tu zmniejszanie się opadów ku wschodowi, a w dwóch ostatnich krainach występuje ono w formie silnego kontrastu, wywołanego przez góry południkowe: zachodnie strony Patagonji i Nowej Zelandji mają bardzo obfite opady, wschodnie są pod tym względem ubogie, stepowe; a Patagonja wschodnia przyjmuje prawie pustynny charakter.

Na półkuli północnej istnieje wreszcie dalej na północ pas arktyczny z opadami bardzo ubogimi (ubóstwo pary wodnej), szczególnie w północno-wschodniej Syberji i w Ameryce arktycznej na zachodzie zatoki Hudsonskiej.







bb) *Rozkład opadów co do pory.* Całkowita roczna ilość opadu, jaką otrzymuje dana okolica, może albo być rozłożona mniej więcej równomiernie na wszystkie miesiące, albo też być ograniczona tylko do pewnych miesięcy, podczas gdy w pozostałych panuje susza. Stąd wynika, że pod względem pory opady można podzielić na *opady w każdej porze roku* i *opady w jednej porze*, t. j. *opady perjodyczne*, które znów dzielą się na *letnie* i *zimowe*. Równomierność opadów w każdej porze roku nie jest naturalnie zupełnie dokładna tak, iż jedna pora przeważa, t. j. może być *maximum letnie*, albo *zimowe*.

Co do geograficznego rozprzestrzenienia tych różnych opadów, to, pomijając względy lokalne, z góry można wywnioskować, że w okolicach zwrotnikowych, gdzie w czasie zbliżenia się słońca do zenitu powstają silne prądy wstępujące, powinny wtedy padać silne deszcze, podczas gdy w innej porze, gdy panują osuszające passaty, powinny być susze; t. j., że w okolicach zwrotnikowych powinny panować deszcze *perjodyczne letnie (zwrotnikowe, zenitalne)*. Ponieważ słońce w ciągu roku przechodzi nad równikiem, jak wiadomo, dwa razy przez zenit, więc właściwie powinny tam być w ciągu roku dwie pory deszczowe; dzieląca je pora suszy jest coraz krótsza w miarę zbliżania się do zwrotników, gdzie obie pory deszczowe zlewają się w jedną. W pobliżu równika w pasie ciszy, gdzie wciąż panują prądy wstępujące, deszcze też przez cały rok padają (*deszcze równikowe*). Poza pasem deszczów zwrotnikowych leżą *dwa pasy deszczów perjodycznych zimowych*, albowiem tutaj, mniej więcej między 30° i 40° szerokości, w lecie panuje osuszający passat, w zimie zaś — wiatry zmienne, sprowadzające opady. Za tymi pasami, t. j. w pasach wiatrów zmiennych, muszą



Fig. 135. Rozmieszczenie opadów wedle pór roku (według Supana).

O b j a ś n i e n i e z n a k ó w:

|                                                                                   |                   |                                                                                   |                |                                    |                                                                                   |
|-----------------------------------------------------------------------------------|-------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|----------------|------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|
|  | Obszary pustynne. |  | } Opady letnie | {                                  | wybitnie perjodyczne                                                              |
|                                                                                   |                   |  |                |                                    | słabo perjodyczne                                                                 |
|  | } Opady zimowe    | wybitnie perjodyczne                                                              | {              | } Opady we wszystkich porach roku. |  |
|  |                   | słabo perjodyczne                                                                 |                |                                    |                                                                                   |



panować *opady w każdej porze roku*, przyczem we wnętrzu lądów maximum winno przypadać na lato (bo wtedy panują tu prądy wstępujące); w okolicach zaś nadbrzeżnych i morskich — na zimę, a głównie na jesień (bo wtedy morze jest najcieplejsze i wtedy też panują na morzu prądy wstępujące). Naturalnie, że wskutek różnych przyczyn lokalnych rozkład nie odpowiada tak zupełnie teorii.

Na mapie widzimy, że pas deszczów zwrotnikowych, t. j. perjodycznych letnich, sięga nieco poza zwrotniki, mniej więcej do 30° szerokości; na wschodnich zaś brzegach Azji, dzięki monsunom, pas opadów perjodycznych letnich sięga daleko na północ, aż po ujście Amuru. We wschodniej Ameryce Północnej, mimo monsunu letniego od zatoki Meksykańskiej, niema takiej perjodyczności, albowiem antycyklon zimowy nie dosięga tej siły, co na lądzie Azji, a wskutek tego susza zimowa w Ameryce nie jest tak wybitna.

Pasy deszczów perjodycznych zimowych (*pasy podzwrotnikowe*) nie opasują całej ziemi; ograniczają się do wybrzeży zachodnich, gdyż w rozprzestrzenieniu na wschód przeszkadzają im letnie monsuny. Najdalej na wschód, aż do granic Indji, sięga ten pas wzdłuż okolic morza Śródziemnego. Na przejściu między tymi pasami i pasem deszczów zwrotnikowych leżą podzwrotnikowe pustynie.

Pas deszczów w każdej porze roku dzieli się na dwie części: część lądową z maximum letniem i nadbrzeżną z maximum zimowym (jesiennem). Typ nadbrzeżny występuje tylko na wybrzeżach zachodnich, stanowiąc tu niejako przedłużenie pasa podzwrotnikowego; podczas gdy na wybrzeżach wschodnich z powodu letnich monsunów typ ten znika, w jego miejsce występuje nawet nad samem morzem, typ kontynentalny, a na wybrzeżu wschodniem Azji nawet (jak wiadomo) typ perjodyczny letni.

2) *Rozmieszczenie opadów co do formy. Śniegi i lodowce.* Ze względu na *poziomy rozkład* formy opadów można ziemię podzielić na trzy pasy; *pas opadów wyłącznie deszczowych, pas opadów zmiennych i pas opadów wyłącznie śnieżnych.* Ostatni z nich ma tylko teoretyczne znaczenie, albowiem dotąd nie znaleziono nigdzie kraju (ani pod biegunami, ani w górach), gdzieby w lecie nie zdarzały się opady pływne.

Co do pasa pierwszego i drugiego, a mianowicie co do granicy, od której począwszy śnieg pada na nizinach, to nie jest ona ściśle wyznaczona. H. Fischer przeprowadził wprawdzie taką granicę, ale z uwzględnieniem opadów śnieżnych na górach i wyży-

nach. Rozróżnia on dwie granice: *granice opadów śnieżnych stałych* (zdarzających się każdej zimy) i *opadów śnieżnych przypadkowych*. Ta ostatnia przekracza, nawet na nizinach, w paru miejscach zwrotniki; mianowicie na wschodnich wybrzeżach Chin (okolice Kantonu), na wschodnich wybrzeżach Meksyku (okolice Tampico) i na wschodnich wybrzeżach Brazylii (okolice Rio de Janeiro). Z drugiej strony nawet pośród pasa opadów śnieżnych stałych zdarzają się okolice z opadami tylko przypadkowymi — a to nawet przy silnych mrozach — z powodu wielkiej suchości (około Tarimu i jeziora Lobnor).

Pas opadów zmiennych można podzielić jeszcze na dwa podrzędne, z których jeden (leżący w wyższych szerokościach) odznacza się tem od drugiego, że w nim opady śnieżne występują nie tylko podczas zimy, ale i podczas lata. Granica, od której począwszy zdarza się śnieg i w lecie, trzyma się na półkuli północnej koła biegunowego, wyjąwszy Norwegję, gdzie posuwa się dalej na północ. Na półkuli południowej z chłodnem latem granica opadów śnieżnych letnich zaczyna się już pod 50° szer.

W pasie opadów śnieżnych stałych powstaje w zimie *pokrywa śnieżna*, mająca, w razie dłuższej trwałości, ważne znaczenie klimatyczne i ekonomiczne: chroni ona, jako zły przewodnik ciepła, grunt od silnego oziębienia i tym sposobem wywiera korzystny wpływ na oziminy (które w czasie zim małośnieźnych wymarzają); ułatwia komunikację (sanna), zwłaszcza w krajach bagnistych (jeżeli śnieg spadł po zamarznieniu bagien, w przeciwnym bowiem razie chroni bagna od zamarzania). Na wiosnę, topniejąc, wywołuje wprawdzie oziębienie, ale zato napawa grunt dobroczynną wilgocią.

Podobne pasy opadów można rozróżnić i *w kierunku pionowym*, na górach, z tą jednak różnicą, że podczas gdy na nizinach pokrycie śnieżne w lecie znika wyjąwszy być może okolice antarktyczne, to na górach, w wyższych ich częściach, utrzymuje się ono. To stałe pokrycie śnieżne wyższych części gór zwiemy *wiecznym śniegiem*, a jego dolną granicę — *linją śnieżną*.

3) *Wieczne śniegi, linja śnieżna, lawiny*. *Wysokość linii śnieżnej* zależy od czynników klimatycznych i orograficznych, mianowicie od temperatury lata i ilości opadów śnieżnych, oraz od ukształtowania powierzchni gór: albowiem podczas gdy na wyżej leżących, stromych stokach śnieg nie jest w stanie utrzymać się, to w niżej leżących zagłębieniach (zwłaszcza zacienionych) utrzymuje się. Z powodu tego orograficznego czynnika szczegółowy przebieg linii śnieżnej na wszelkich górach jest bardzo nieprawidłowy i trudny do oznaczenia (wyjąwszy symetryczne, stożkowe

wulkany); dlatego niektórzy rozróżniają dwie różne linje śnieżne: *klimatyczną* i *orograficzną*; ale rozróżnienie to jest w praktyce nieraz trudne do przeprowadzenia.

W ogólnych zarysach wysokość linii śnieżnej obniża się od termicznego równika ku biegunom, przyczem zniżanie to następuje na południowej półkuli szybciej z powodu chłodnego tamtejszego lata. Poziomu morza dosięga granica wiecznego śniegu na południowej półkuli już w 53° szer. geogr. (na wyspie Heard w Oceanie Indyjskim), na północnej dopiero w 81° szer. geogr. (we wschodniej Grenlandji). Dalej granica śniegu na stokach kuśłonecznych leży wyżej niż na odsłonecznych. W szczegółach jednak spotykamy wiele nieprawidłowości, zależnych od ilości opadów i stosunków orograficznych. Tak więc najwyżej (6200 m.) linja śnieżna sięga nie na samym równiku, lecz na południe odeń w Kordyljerach zachodnio-Peruwjańskich, na północ odeń w górach Karakorum; wzniesienie to jest wywołane wielką suchością owych okolic. W Himalajach na stoku kuśłonecznym, t. j. południowym, linja śnieżna leży niżej niż na północnym, co wynika z obfitości opadów na pierwszym, a z ich ubóstwa na drugim. Podobnie na cieplejszym, zachodnim stoku gór Skandynawskich leży niżej niż na wschodnim, gdyż pierwszy jest wilgotniejszy od drugiego. Zauważono też ostatnimi czasy, że granica wiecznego śniegu wzrasta od peryferji ku wnętrzu gór, względnie wraz z masywnością gór, co stoi w związku z ich intensywniejszem w godzinach południowych rozgrzaniem.

Zdawałoby się na pozór, że masa wiecznego śniegu na górach powinna się z roku na rok powiększać od nowych opadów i tym sposobem gromadzić się coraz wyżej. Tak jednak nie jest: góry nie rosną, ilość wiecznych śniegów utrzymuje się ciągle mniej więcej w jednej mierze, pomimo corocznych nowych opadów; a to dlatego, że nadmiar śniegu ubywa i to, pomijając nieznaczne ulatnianie się śniegu, dwoma głównie sposobami: gwałtownym za pomocą *lawin* i powolnym dzięki *lodowcom*.

*Lawiny* są to wielkie masy śniegu, spadające od czasu do czasu ze stoków gór na dno doliny i tam topniejące. Drobne wstrząśnienia powietrza, jak huk strzału, skok kozicy, odgłos kroków człowieka, i t. p. są w stanie wywołać zsuniecie nagromadzonego w górze śniegu.

Lawiny można podzielić na trzy rodzaje: pylne (Staublawinen), ześlizgujące się (Grundlawinen) i staczające się (Rollawinen).

Pierwszy rodzaj lawin powstaje w zimie podczas silnych mrozów, gdy padający śnieg jest suchy, drobny, nie zlepia się, nie zbija, lecz układa luźnie, jak piasek, na dawnym zeskorupiałym śniegu. Gdy pochyłość tej podstawy jest znaczna, a śniegu nowego nagromadziło się dużo, wtedy spada on, roztrzaskując się w obłok pyłu przyczem powstaje silny prąd powietrza w kierunku spadku lawiny; tym sposobem lawina pylna przypomina naszą zamieć śnieżną.

Drugi rodzaj lawin powstaje na wiosnę, gdy nastaje odwilż; wówczas całe płaty śniegu, podmyte od spodu, ześlizgują się ze znacznych pochyłości, podobnie jak u nas śnieg z dachów.

Ślizganie się może przejść w staczanie się i wtedy śnieg zbija się w kule, które w miarę staczania urastają podobnie, jak przy znanym budowaniu bałwana ze śniegu.

Lawiny tego rodzaju spadają zwykle perjodycznie temi samymi drogami, niszcząc wszystko po drodze; tylko części drogi, leżące u stóp stromych pochyłości, bywają oszczędzane, gdyż lawiny przeskakują ponad niemi łukowato; temu zawdzięcza np. czasem las swoje istnienie.

c) *Lodowce.*

aa) *Powstawanie lodowców i zjawiska lodowcowe.* Wiadomo, że ścisnąwszy w rękę nieco śniegu możemy zamienić go w bryłkę lodu; śnieg udeptany na ścieżkach też lodowacieje tak, iż na wiosnę, po stopnieniu śniegu, na ścieżkach jeszcze długo utrzymuje się on w kształcie skorupy lodu.

Widzimy więc wogóle, że śnieg pod wpływem ciśnienia zamienia się w lód. Wynika to stąd, że ciśnienie wywołuje topnienie śniegu (albowiem woda, zamarzając, powiększa swą objętość), a woda, stąd powstała, przenika między cząstki śniegu w miejsca puste i uwolniwszy się od ciśnienia, zamarza na nowo: tym sposobem śnieg lodowacieje i, przy dostatecznie wielkiem ciśnieniu, w zupełnie przezroczysty (pozbawiony powietrza) lód zamieniony być może. Proces ten szczególnie łatwo odbywa się na śniegu wiosennym, który, z powodu kolejnego topnienia w dzień i zamarzania w nocy, nabiera ziarnistej, nawpół lodowej budowy.

Ten sam proces odbywa się w sposób naturalny na wielką skalę w krainie wiecznych śniegów: u jej dolnej granicy śnieg, wskutek kolejnego tajania w dzień i zamarzania w nocy, nabiera, podobnie jak nasz śnieg wiosenny, ziarnistej, nawpół lodowej, budowy; tworzy tak zwany *firn*. Firn ten w swych dolnych warstwach, wskutek ciśnienia górnych, przechodzi w lód. W niektórych

systemach górskich, pozbawionych lodowców, firn tworzy „płaty lub pola wiecznego śniegu“ — zarodki lodowców. Pola te przybie-  
rają pod wpływem nierównomiernego topnienia firnu nieraz bardzo  
znamienne kształty. Odnosi się to przedewszystkiem do t. zw. *nieve  
penitente*; jest to pole śnieżne czy lodowe, które pod wpływem  
słońca, może też wiatrów i deszczów zostało wymodelowane na grupę  
dziwacznych figur: „zdala wydają się one grupą stojących lub kłę-  
zących postaci kobiecych, przybranych w białe zasłony. Każda  
postać jest sztywno wyprostowana, nadludźko wielka, a wszystkie  
wyglądają niby skamieniałe grzesznice, wyczekujące na czarodziej-  
skie słowo wybawienia“. Tego rodzaju zjawiska napotyka się na  
firnach zwrotnikowych i międzyzwrotnikowych (Kordyljery Argen-  
tyńskie, Ekwadoru, Kilimandżaro, Kaszmir, Karakorum itd.), tam,  
gdzie działanie promieni słonecznych jest bardzo intensywne, śnieg  
zaś przedstawia różną na nie odporność (wskutek nierówności po-  
wierzchni, może też wskutek niejednakowej zbitości). Na linii  
śnieżnej, to jest dolnej linii firnu, te jego dolne zlodowaciałe war-  
stwy wychodzą na jaw i dają początek lodowcom, które płyną  
w dół, niby rzeki, wypełniając doliny, przyjmują uboczne lodowce,  
niby dopływy, aż dochodzą nakoniec tak nisko, że ilość napływa-  
jącego lodu równa się ilości roztopionego; tu jest koniec lodowca,  
podobnie jak koniec rzek pustynnych jest tam, gdzie ilość napły-  
wającej wody równa się ilości ulotnionej.

Lodowiec kończy się „łapą lodowcową“, nieraz stromą, a nawet  
wklęsłą, ścianą na kształt „przysionka katedry gotyckiej“; jest to  
tak zwana *brama lodowcowa*, z pod której wypływa mętny strumień,  
powstały z topniejącego lodu. Gdzie, jak w okolicach bieguno-  
wych, ciepło letnie jest zbyt małe, aby położyć kres posuwaniu  
się lodowców, tam dochodzą one aż do wybrzeża morskiego i tu,  
odłamując się, tworzą owe pływające góry lodowe.

Lodowiec, pod wpływem ciężkości, *pływie* (podobnie jak rzeka,  
choć znacznie wolniej), t. j. cząstki jego topniejąc i zamarzając  
bezustannie zmieniają położenie względem siebie; choć zresztą  
i ześlizgiwanie pewną odgrywa rolę. Płynąc, wypełnia on dokład-  
nie doliny, przyjmuje ich kształty. To dziwne zjawisko, że ciało,  
na pozór kruche, jak lód, zachowuje się plastycznie, jakby jakiś  
gęsty płyn, np. ciasto, tłumaczy się tem, że lód 'pod wpływem  
ciśnienia (masy lodowca) topnieje, a woda, stąd powstała, dostawszy  
się do szpar lodowych i uwolniwszy się od ciśnienia, znów zamarza  
i spaja rozkruszone części (teorja regulacji); prócz tego wiadomo,  
że kawałki topniejącego lodu, przytknięte do siebie zaraz przy-

marzają, przyczem większe ziarna szybko „rosną“ kosztem drobnych (teoria translacji lodu). Plastycznością lodu lodowcowego tłumaczą się prawa ruchu lodowcowego, z których główne tak brzmią, iż prędkość ruchu w lodowcach wzrasta od brzegów ku środkowi, od czoła ku początkowi języka i od dna ku powierzchni lodowca. Prawidła więc ruchu lodowcowego okazują dużo analogji do ruchu wody w rzekach, choć są i pewne różnice.

Cała masa lodu składa się z niezliczonej ilości warstw („liści“, Bänder), ułożonych łyżkowato jedna na drugiej i rozmaicie (biało lub niebiesko) zabarwionych. Powstały one ze śniegów, pochodzących z rozmaitych, po sobie następujących opadów i uległy uwarstwieniu również pod wpływem ciężaru i ciśnienia lodowca; są niepospolitego znaczenia dla usuwającego się ruchu lodowców. To też nawet w takim razie, gdy płynący lodowiec natrafi na tak nagły spadek dna, że łamie się i spada na niższy taras, to tutaj, potrząskany w kawały, lód spaja się na nowo w jednolitą masę, która płynie dalej (*lodowiec odrodzony*).

Lodowiec taki może z biegiem czasu, wskutek różnych przyczyn, utracić zasiłek i wtedy staje się lodowcem „martwym“, który podlega niszczącemu działaniu promieni słonecznych.

Lodowiec, będąc plastyczny na ciśnienie, jest kruchy na ciągnięcie (gdyż w tym ostatnim razie nie następuje topnienie) i dlatego mimo plastyczności w lodowcu tworzą się liczne *szpary*. Szpary są trojaki: poprzeczne, brzeżne i podłużne.

*Szpary poprzeczne* powstają wskutek nierówności dna; szparą poprzeczną na wielką skalę jest, wspomniane wyżej, obrywanie się lodowca na stromej krawędzi. *Szpary brzeżne* tworzą się wskutek szybszego ruchu lodowca pośrodku, niż na bokach (jak w rzece). *Szpary podłużne* wreszcie tworzą się tam, gdzie lodowiec z wąskiego łożyska przechodzi w szerokie i rozlewa się niejako.

Potoki z roztopionego przez słońce lodu płyną po powierzchni lodowca, a natrafiwszy na szparę poprzeczną, wpadają w nią, tworząc kaskady; są to tak zwane *młyny lodowcowe*. Jeżeli w taki „młyn“ wpadnie kamień, to spadająca woda wprawia go w ruch wirowy, zaokrągla go i wyźlabia nim cylindryczny otwór w lodzie, a następnie i w dnie lodowca. Czasu na to starczy, albowiem w prawdzie lodowiec wciąż płynie, ale szpara tworzy się zawsze w tem samym miejscu jako uwarunkowana nierównością dna. Gdy lodowiec zniknie, to śladem pozostają cylindryczne doły z okrągłymi kamieniami na dnie; tak zwane *garnki* lub *kotły olbrzymie* (Ob. str. 163, fig. 107).

Na powierzchni lodowca znajdują się rumowiska skalne, stożone ze zboczy doliny (*moreny*). Rumowiska te, wskutek ruchu lodowca, tworzą na nim wały, ciągnące się wzdłuż brzegów (*mo-*



Sella,

Lodowiec Doliny i stokowy (Zmutt, Szwarzjarka, w tle Matterhorn i Dent d'Hérens); zbiornik, język, moreny, kary, żłób.

Fig. 136.

*reny boczne*); gdy jednak dwa lodowce się połączą, to z połączenia dwóch moren bocznych powstaje *morena środkowa*; gdy połączy się kilka lodowców, to powstaje kilka moren środkowych. Zawsze

<http://rcin.org.pl>

liczba moren środkowych jest o 1 mniejsza od liczby połączonych lodowców. (Ob. str. 68, fig. 51). Gdy główny lodowiec jest wązki, a przyjmuje liczne lodowce boczne, to moreny mogą go pokryć całkowicie; lodu wtedy nie widać, a lodowiec wygląda jak kamienista pustynia (np. lodowiec Serafszanu). Oprócz tych *moren powierzchniowych* lodowiec posuwa po swem dnie rozkruszony materiał skalny; jest to *morena denna*; w części może ona pochodzić z materiału moren powierzchniowych, które przez szczeliny w lodzie dostały się na dno, ale w części musi pochodzić z odrywanego przez lodowiec materiału dna, albowiem lodowce polarne, nie mające prawie moren powierzchniowych, posiadają denne. Głazy, w skład moreny dennej wchodzące, odznaczają się od głazów moren powierzchniowych zaokrągleniem kantów i porysowaniem, „szramami“. Materiał morenowy, pochodzący z powierzchni lub dna, a znajdujący się wskutek ruchów lodowca wewnątrz lodowca, tworzy *morenę śródlodowcową lub wewnętrzną*. Przy końcu lodowca, gdzie on topnieje, wszystkie moreny osadzają się przed nim, tworząc łukowaty wał lub kilka wałów w kształcie amfiteatru; jest to *morena końcowa* lub czołowa.

Moreny powierzchniowe chronią pokryte części lodowca od promieni słońca; lodowiec w częściach odkrytych topnieje na powierzchni, a pod morenami nie, wskutek tego wały morenowe wznoszą się na wyniosłościach, postumentach lodowych. Ten sam wpływ chroniący mają pojedyncze wielkie głazy, leżące na lodowcu; wskutek tego z biegiem czasu każdy z nich znajdzie się na kolumnie lodowej, niby grzyb (analogia z piramidami ziemnymi fig. 76); są to tak zwane *stoły lodowcowe*. Ponieważ jednak kusłoneczna strona takiego głazu rozgrzewa się, więc z tej strony postument lodowy topnieje, a głaz pochyła się coraz bardziej, wreszcie spada i wytwarza sobie nowy postument (podczas gdy dawny topnieje); tym sposobem głaz wędruje.

Na lodowcach krain polarnych, gdzie słońce w czasie najwyższego stanowiska krąży po całych tygodniach nad poziomem, niema stołów lodowcowych, albowiem słońce pada na powierzchnię lodowca pod bardzo małym kątem i niewiele go roztopia; natomiast głazy, ogrzewane ze wszystkich stron, nie tylko nie chronią lodu, pod nimi będącego, lecz go silniej roztopiają tak, iż zamiast leżeć na wzniesieniach, zagłębiają się w lód.

bb) *Zależność lodowców od geograficznych warunków i rozmieszczenie lodowców na ziemi*. Na większy lub mniejszy rozwój lodowców mają wpływ te same czynniki, co i na wysokość linii



śnieżnej, t. j. stosunki temperatury i opadów, oraz stosunki orograficzne; albowiem tylko w takich górach wielkie lodowce rozwinąć się mogą, gdzie znajdują się obszerne zagłębienia, w których może się nagromadzić wiele śniegu, podczas gdy góry nawet wyższe, ale składające się z ostrych stromych szczytów, nie posiadające obszernych zagłębień, nie są korzystne dla rozwoju lodowców; stosuje się to szczególnie do odosobnionych stożkowych gór wulkanicznych.

Zależność lodowców od geograficznych warunków najlepiej da się zilustrować przeglądem geograficznego rozmieszczenia lodowców

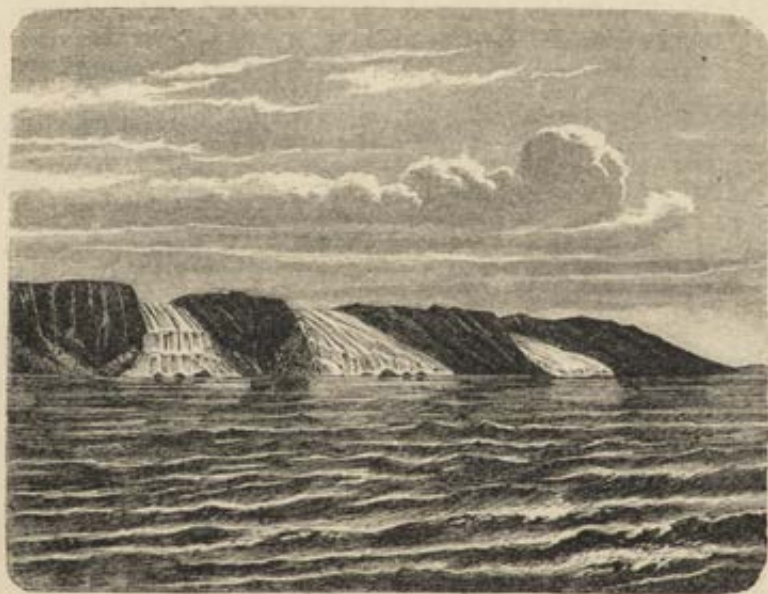


Fig. 137. Lodowce, zstępujące do morza, na wyspie Jan Mayen.

W pasie międzyzwrotnikowym spotykamy lodowce na wysokich wulkanach Ameryki zachodniej i Afryki wschodniej. Lodowce te są naturalnie nieznaczne, leżą wysoko i występują przeważnie tylko w zarodkowej formie, jako zlodowaciałe płaty firnu.

W pasie umiarkowanym północnym spotykamy obfite lodowce w wysokich i urozmaiconych górach: w Alpach, Kaukazie, Himalajach (i Karakorum) i górach zachodniej krawędzi wyżyny Wschodnio-Azjatyckiej (szczególniej w Tian-Szanie); natomiast w jednostajnych Pirenejach lodowce są drobne. Największego jednak rozwoju w pasie tym dochodzą lodowce tam, gdzie na góry nad-

brzeżne wieją wiatry wilgotne i gdzie wahania temperatury są małe; mianowicie na zachodnich wybrzeżach Skandynawji i Alaski. Jeszcze większy rozwój lodowców spotykamy w analogicznych krainach wilgotnej południowej półkuli, mianowicie w zachodniej Patagonji i zachodniej Nowej Zelandji: w pierwszej lodowce schodzą aż do morza pod szerokością geograficzną Triestu, w drugiej sięgają 200 m. nad powierzchnią morza pod szerokością Florencji. W obu tych krajach lodowce wkraczają w pas bujnej roślinności leśnej i temperatury średniej rocznej wyższej niż w Warszawie (bo opady obfite, a lato chłodne). Odwrotnie: kraje z zimami bardzo surowymi, ale opadami skąpymi nie posiadają lodowców (zimy surowe jako cecha klimatu kontynentalnego łączą się z ubóstwem opadów) przykładem wschodnia Syberja i wyspy archipelagu Arktycznego

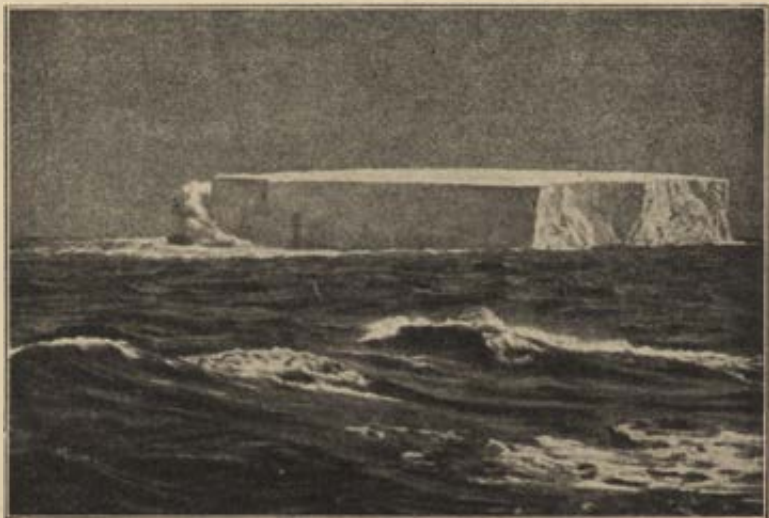


Fig. 138. Antarktyczna góra lodowa.

W krajach biegunowych lodowce, jeżeli tylko jest dostateczna wilgoć (jak w okolicach, przytykających do północnego Atlantyku), przybierają olbrzymie rozmiary i zupełnie inny typ (*typ polarny*), niż lodowce pasa umiarkowanego (*typu alpejskiego*): wskutek niskiego położenia linii śnieżnej wieczny śnieg i firn nie gromadzi się tam lokalnie w zagłębieniach gór (jak w typie alpejskim), lecz tworzy nieprzerwaną *pokrywę lodową* (*Inlandeis, lądolód*), wśród której tylko gdzieś tam, zwłaszcza w pobliżu skraju skorupy lodowej wysterczają szczyty gór, zwane *nunatakr* (stąd ubóstwo moren

powierzchniowych). Ten nieprzerwany całun lodowy wysyła na wszystkie strony w doliny nadbrzeżne oddzielne odnogi lodowe „niby ramiona polipa“, które dosięgają morza i tworzą góry lodowe. Gdy zaś dolin niema, to lód spływa po płaszczyźnie całą masą do morza i tam urywa się nieprzerwaną ścianą.

Złodowacenie polarnego typu spotykamy już w niektórych częściach wyżyny Skandynawskiej i Islandji, a na większą skalę w ziemi Franciszka Józefa, Szpicbergu, szczególnie zaś w Grenlandji, oraz dokoła bieguna Antarktycznego (nieprzerwana ściana lodowa). Niedawno odkryto na górze Eljasza lodowiec typu pośredniego między alpejskim i polarnym; jest to *lodowiec podgórski*. Powstaje on w ten sposób, że pojedyncze lodowce typu alpejskiego, zeszedłszy do stóp gór, zlewają się ze sobą w jednolitą pokrywę typu polarnego.

Jedną z najciekawszych kwestji, związanych z lodowcami jest problem ich *wahań*: pod wpływem zmienności opadów i temperatury każdy lodowiec wykazuje pewne drobne wahania sezonowe w ciągu każdego roku. Ważniejsze jednak są okresy o większej amplitudzie, podczas których język lodowcowy bądź to wysuwa się naprzód, niszcząc swe moreny czołowe, bądź też cofa się, pozostawiając swe dotychczasowe moreny czołowe jako ślady i dowody dawniejszego zasięgu. Mimo niejednakowej „wrażliwości“ lodowców udało się stwierdzić szereg okresów zarówno lokalnych jak i ogólnoświatowych, kilkudziesięcioletnich, ale i wiekowych: wahania tego rodzaju mają wielkie znaczenie dla osądzenia kwestji zmienności klimatu.

## VI) K l i m a t.

Klimatem nazywamy ogół wszystkich zjawisk powietrznych i to w ich stanie średnim, jaki wypada z wieloletnich obserwacji (podczas gdy stan chwilowy nazywamy *pogodą*); tu więc należą: średnia temperatura i jej wahania, średnia ilość opadów, wogóle zjawiska wilgotności, średni czyli panujący kierunek wiatru i t. d.

Najważniejszymi z tych zjawisk są temperatura i wilgotność; na ich też podstawie rozróżniamy klimat *gorący*, *umiarkowany* i *zimny*, oraz *suchy* i *wilgotny*. Ze skombinowania temperatury (jej wahań) z wilgotnością otrzymujemy nowy podział klimatu *na morski (oceaniczny)* i *lądowy (kontynentalny)*; pierwszy odznacza się małymi wahaniami temperatury i znaczną wilgotnością, drugi odwrotnie — znacznymi wahaniami temperatury i małą wilgotnością.

Gdyby ziemia była gładką i jednorodną kulą (czy elipsoidem), to klimat zależałby jedynie od szerokości geograficznej, czyli od wielkości kąta padania promieni słonecznych (*klimat solarny czyli matematyczny*); ale że tak nie jest, więc klimat prócz tego zależy jeszcze od rozkładu łądów i wód, kształtu i wzniesienia powierzchni, stanu szaty roślinnej i natury gruntu; wreszcie od prądów morskich i powietrznych (*klimat rzeczywisty albo fizyczny*).

Mimo tych wszystkich wpływów, wpływ szerokości geograficznej jest przeważający, dlatego główne typy klimatyczne ciągną się dokoła ziemi mniej więcej równoleżnikowymi pasami. Rozróżniamy mianowicie trzy główne pasy klimatyczne, nie posiadające zresztą wybitnych granic i przechodzące w siebie stopniowo. Rozumie się, że w obrębie każdego z nich trafiają się liczne podrzędne odmiany, które rozróżniano jako typy klimatyczne, ich obszar jako prowincje klimatyczne.

a) *Klimat międzyzwrotnikowy*. Odznacza się wielką prawidłowością i jednostajnością zjawisk, tak w przestrzeni, jak i w czasie. Z powodu przebywania słońca w zenicie lub jego pobliżu, temperatura jest jednostajnie wysoka; wahania roczne są nieznaczne, mniejsze od dziennych. Codzienne silne rozgrzanie ziemi wywołuje w porze popołudniowej częste burze z grzmotami i piorunami. Nie stosunki temperatury, lecz opadów wpływają tu na utworzenie się podrzędnych typów klimatycznych; z nich szczególnie wyróżnić należy:

*typ równikowy* o bardzo obfitych deszczach, przypadających na wszystkie pory roku, z pewnem maximum podwójnem, zenitalnem na wiosnę i w jesieni;

*typ podzwrotnikowy* nacechowany jest wyraźnym okresem suchym i porą deszczową, które wylaniają się tem dobitniej, im bardziej zbliżamy się ku zwrotnikom, gdzie słońce tylko raz do rocznie przechodzi przez zenit, oraz ku sercom kontynentów. Do tego typu zbliżony jest *klimat monsunowy* z porą bardzo gwałtownych deszczów, przypadających na czas wiania monsunów morskich, t. j. na lato, oraz długim okresem posuchy podczas panowania kontynentalnych bądź to gorących, bądź też mroźnych wiatrów;

*typ pustynny* gorącej strefy odznacza się ubóstwem opadów nie tyle bezwzględnem (niżej 250 mm. rocznie), ile względnem (wobec wysokich temperatur); opady jednak zdarzają się i tu, choć nieregularnie i przybierają nieraz formy bardzo gwałtowne. Ten typ klimatyczny jest jedyny z gorących, w którym zdarzają się olbrzymie skoki temperatury.

b) *Klimat średnich szerokości.* Klimat średnich szerokości jest umiarkowany, lecz tylko ze względu na średnią roczną temperaturę; pozatem jednak odznacza się wielkimi wahaniami, tak lokalnymi jako też czasowymi (rocznymi). Południowa półkula stanowi wyjątek, albowiem tam znaczna przewaga morza wywołuje wszędzie prawie klimat jednostajny i umiarkowany, morski. Na północnej półkuli, gdzie obszary morza i lądu są prawie jednakowe, powstaje kontrast między typem klimatu morskiego wybrzeży (szczególnie zachodnich) i wybitnie kontynentalnym, krańcowym klimatem wnętrza lądów (a poczęści i ich wschodnich wybrzeży). W Ameryce Kordyljery ścieśniają obszar morskiego klimatu tylko do wąskiego pasa nadbrzeżnego, w Europie przy braku gór południkowych (wyjąwszy Skandynawskie) klimat morski sięga dalej na wschód do wnętrza lądu. W każdym razie i lądowy i morski typ klimatyczny umiarkowany ma wyraźną *porę mroźną*, zimę. Jest to typ nam w środkowej Europie najlepiej znany, choć na ziemi niebardzo rozpowszechniony, a to z powodu rozległych pustyń i gór strefy umiarkowanej. Natomiast południowa część tego pasa na przejściu do międzyzwrotnikowego odznacza się brakiem wybitnie chłodnej zimy i opadami perjodycznymi zimowymi, lata są suche (*pas podzwrotnikowy*, typ śródziemnomorski najlepiej rozwinięty nad morzem Śródziemnym). Zaznaczyliśmy już, iż znaczne obszary klimatu umiarkowanego zajmuje typ *chłodnych pustyń*. Znajdujemy go w zamkniętych, bezodpływowych, kontynentalnych basenach. Pustynie te odznaczają się nie tyle absolutnym brakiem opadów, ile bardzo gorącymi latami przy biegunowo mroźnych zimach.

c) *Klimat polarny.* Odróżnia się od poprzedniego nie tyle zimnemi zimami, ile zimnemi latami, albowiem słabe ciepło słoneczne zużywa się tu na topienie śniegów i lodów, które się nagromadzają obficie podczas długiej zimy, jakkolwiek na nią przypada pora rzadszych opadów. Również i mgły, mimo małej ilości pary wodnej, są obfite; występują często w postaci drobnych igiełek lodu, napełniających powietrze i wywołujących, wskutek załamania promieni światła, różne złudzenia optyczne. Długie noce zimowe oświeca tu zorza polarna światłem czarodziejskiem. Strefa brzeżna (peryferyczna) typu polarnego stanowi odrębny typ klimatyczny *podbiegunowy*, gdzie lata jeszcze zbliżone są do pory letniej okolic umiarkowanych, podczas gdy zimy są już wybitnie polarne. I tu jeszcze stwarza wpływ morza bardzo znaczne różnice w podbiegunowych typach klimatycznych — kontynentalnym i oceanicznym.

d) *Klimat górski i wyżynowy*. Podobne pasy klimatyczne, tylko daleko prędzej następujące po sobie, spotykamy, wstępując na góry. Klimat wysokich gór, *klimat górski*, jest podobny do polarnego, różni się jednak tem, że lata ma chłodniejsze a zimy łagodniejsze (temperatura ku górze ubywa w lecie szybciej, niż w zimie), tak iż zbliża się charakterem do klimatu morskiego. Od klimatu górskiego należy odróżnić *klimat wyżynowy*: ma on charakter kontynentalny, albowiem wyżyny, szczególniejsz obszerne, silnie się rozgrzewają i silnie oziębiają, a przytem wiatry, od morza wiejące, przychodzą tu już osuszone na krawędziach wyżyny. Swoistą cechą klimatu tak górskiego jak wyżynowego jest bardzo silne działanie promieni słonecznych z powodu większej bliskości słońca oraz rozrzedzenia powietrza i skrócenia drogi, jaką promienie przebywają w atmosferze.

## VII) Zmienność klimatu.

Kwestja, czy klimat w czasach historycznych uległ zmianom czy nie, jest trudna do rozstrzygnięcia, albowiem dla bezpośredniego wykazania tego potrzebaby mieć dokładne pomiary temperatury i opadów z bardzo długiego szeregu lat. Sposoby pośrednie, mianowicie wnioski na podstawie zmian w granicach rozprzestrzenienia roślin uprawnych, okazały się zwodniczymi, albowiem uprawa pewnej rośliny zależy nie tylko od warunków klimatycznych, ale i ekonomicznych. Tak np. z faktu, że granica wina w czasach historycznych przesunęła się ku południowi, wnioskowano o oziębieniu się klimatu, tymczasem przesunięcie to wynikło z udoskonalenia środków komunikacji, wobec którego korzystniej jest sprowadzać lepsze wino z południa, a w krajach bardziej północnych uprawiać inne rośliny, dające lepsze rezultaty (np. jabłka, gruszki).

I tak po dziś dzień niema zgody co do często powtarzanego przypuszczenia, że cała kula ziemską wysycha, że klimat staje się wszędzie coraz bardziej suchym. Zanik lasów i uprawy rolnej w licznych krajach śródziemnomorskich należy wyłącznie tłumaczyć cofaniem się kultury gospodarczej. Pozorne posuwanie się pustyń naprzód, odkrycie ruin kwitnących ongiś miast wśród pustyń Azji, Afryki i Ameryki, zmienne rozmiary jezior stały się punktem wyjścia ożywionych dyskusji.

Dotąd nauka jednak odrzuca przypuszczenie poważniejszych, *stałych* zmian klimatycznych, natomiast zdaje się wynikać w ostatnich czasach z zestawienia długich obserwacji, że zmiany klimatu w czasach historycznych zachodzą okresowe. Odkryto rozmaite okresy: 11 letnie (Lockyer), 35 letnie (Brückner) i wiekowe; po perjodach zimnych, wilgotnych i burzliwych następują ciepłe, suche i spokojne. Istnienie tych okresów zdają się także potwierdzać obserwacje nad wahaniami poziomu wody w jeziorach bezodpływowych, oraz nad wahaniami w zasięgu lodowców. Po okresie przyrostu lodowca następuje okres ubywania; w pierwszym koniec lodowców postępuje naprzód, niszczy lasy, pola orne i domostwa; w drugim cofa się, pozostawiając obnażone dno, usiane morenami. Przyczyny tych wahań krótkookresowych, które na całej ziemi są równoczesne, musi być poza ziemią; zdaje się, że są nią okresy w intensywności promieniowania słońca, okresy częstotliwości plam słonecznych i protuberancji. Istotnie stwierdzono dotąd tego rodzaju okresy 3,7, 11 i 35,5 letnie, zgodne mniej lub więcej z wahaniami klimatu.

Być może, iż obok tych krótkich perjodów istnieją dłuższe *wiekowe* o większych waniach, które osądzić możemy tylko po florze, i faunie tubylczej. To nas już sprowadza do okresów geologicznych, których zmiany klimatyczne bada paleoklimatologia. Z geologicznych okresów klimatycznych najbardziej znanym jest okres *lodowy* lub *epoka lodowa* na początku diluwjum. Klimat był wówczas o parę stopni chłodniejszy, a zwłaszcza znacznie wilgotniejszy, niż dzisiaj, co wywołało obniżenie wysokości linii śnieżnej (np. w Tatrach obecna wysokość tej linii wynosi 2400 m., a w czasie perjodu lodowego była tylko 1500 m.). Stąd wielki rozwój lodowców, którego świadectwa w morenach, rysach i oszlifowaniach skał, jak również w licznych jeziorach, poznaliśmy wyżej. Zresztą w niektórych miejscach (wyspy Nowej Syberji, Alaska) pozostały nawet stare martwe lodowce z owych czasów, uchronione od stopnienia grubą warstwą pokrywającej je ziemi („*lodowce kopalne*“).

W niższych szerokościach geograficznych, gdzie nie było zlodowacenia, spotykamy przynajmniej ślady *klimatu wilgotnego* (pluwjalnego) w daleko większym wówczas obszarze jezior, oraz w śladach działania wód płynących. Tak np. morze Martwe zalewało całą długą dolinę Jordanu, morze Kaspijskie sięgało doliną Wołgi aż do Kamy, na wyżynie między górami Skalistemi i Sierra Nevada rozlewało się wielkie jezioro, którego dzisiejsze jezioro Słone jest



Fig. 139. Rozmieszczenie lodowców czwartorzędowych i dzisiejszych, jakoteż loessu i pustyń.  
 Objasnienie znaków: ≡ tarcze lodowe dyluwjalne, ■ obszary obecnego zlodowacenia, \*.\*.\* zasięg loessu, -.-.- pustynie.



tylko minjaturą. W pozbawionej obecnie wody Saharze płynęły wielkie rzeki, których łożyska widne są dotąd i t. p.

W samym okresie lodowym, w rozmiarach zlodowacenia, były wahania: okresy wielkiego rozprzestrzenienia lodowców były rozdzielone okresami ustępowania, czyli tak zwanymi okresami *interglacjalnymi*, międzylodowcowymi, które odznaczały się klimatem suchym i sprzyjały rozwojowi stepów.

Co do *przyczyny* takiej zmiany klimatu niema nie pewnego; jedni przypisują to wpływom *kosmicznym* czyli *astronomicznym* (zmiany położenia ziemi względem słońca wskutek wahań nachylenia ekliptyki ( $22^{\circ}6'$ — $24^{\circ}50'$ ), precesji lub też ekscentryczności drogi ziemskiej w wszechstworze, lub zmiany temperatury słońca), inni przyczynom *tellurycznym*, czyli *ziemskim* (zmiany rozkładu łądów i wód, składu atmosfery, intensywności wulkanizmu oraz kierunku prądów morskich). Trudność wyjaśnienia jest tem większa, że same fakta nie są dostatecznie ustalone: nie wiadomo np. czy epoka lodowa powtarzała się perjodycznie (są ślady okresu lodowcowego w kambrium, sylurze, dewonie, a przedewszystkiem w permie), a także, czy występowała równocześnie na obu półkulach czy kolejno.

Czem dalej wstecz w historii ziemi, tem bardziej zagadkowo przedstawiają się wielkie zmiany klimatyczne: wiadomo, że przed okresem lodowcowym w środkowej Europie panował klimat umiarkowany (pliocen), w miocenie podzwrotnikowy, w paleogenie tropikalny. Tropikalnym, zdaje się, był klimat w całym okresie mezozoicznym, nieraz nawet wybitnie pustynnym (złoża soli w trjasie i t. d.). Olbrzymie natomiast były znów wahania klimatyczne w erze paleozoicznej; było wówczas prawdopodobnie nawet kilka okresów lodowcowych. I tak stawia nas *paleoklimatologia* przed jedną z największych zagadek rozwoju ziemi i życia.

## D) Organizmy (biosfera).

### I. Poziome i pionowe rozpostarcie biosfery.

Biosfera, t. j. obszar rozprzestrzenienia istot żyjących, przenika niby luźna tkanina trzy sfery nieorganiczne (lito-hydro i atmosferę), w pobliżu powierzchni ich zetknięcia się. Najdalej przenika ona w górę atmosfery i w głąb hydrosfery, podczas gdy w głąb litosfery sięga tylko w powierzchniowe warstwy luźnego gruntu, w szczeliny i jaskinie.

Twarde dno atmosfery, łąd, jest dziedziną najobfitszego życia. Sama atmosfera jest tylko chwilowo dziedziną twórców latających: ptaki przelotne wznoszą się do 5000 m., kondor krąży ponad najwyższymi szczytami Kordyljerów, wzbijając się do 8000 m., człowiek w balonie wznosił się do 11700 m. (Mina i Piacenza, 1909). W głąb gruntu życie nie sięga głębiej paru metrów, wyjąwszy jaskinie i kopalnie. W głąb hydrosfery przeciwnie: wprawdzie, życie roślinne sięga tylko tak głęboko, jak silny wpływ światła, t. j. do około 400 m. (obacz str. 176), ale życie zwierzęce znaleziono daleko głębiej, bo na 6000 m. i zdaje się, iż sięga ono do największych głębin morskich, zastępując sobie brak światła słonecznego światłem własnem: zwierzęta ciemnych głębin przyświecają sobie niby latarkami. Olbrzymie ciśnienie wody na tych głębokościach jest zrównoważone ciśnieniem gazów we wnętrzu ciała organizmów.

W kierunku poziomym biosfera w morzu też nie napotyka granicy, gdyż lód w wysokich szerokościach pokrywa tylko wierzchnią warstwę wody, a w głębi temperatura nie spada poniżej— $2^{\circ}$  lub  $3^{\circ}$ , przy których woda morska jeszcze tam nie zamarza. Natomiast na lądzie wieczne śniegi w krajach polarnych i w górach stawiają biosferze, zdaje się, ostrzejsze granice; jednakże na dalekiej północy, nawet poza  $82^{\circ}$  szer. znaleziono w Grenlandji jeszcze dość bogatą roślinność, służącą za pożywienie wołom piżmowym. Piaski pustyń nie stanowią absolutnej granicy, powodują raczej rozrzedzenie „tkanki“ biosfery, podobnie jak wilgotne i gorące niziny zwrotnikowe stanowią miejsce wielkiego zgęszczenia (lasy wielopiętrowe, pełne roślin pasorzytnych, splątane ljanami). Tym sposobem biosfera na lądzie przedstawia jakby fale kolejnego wzmoczenia i słabnięcia intensywności życia organicznego: po wzmoczeniu zwrotnikowem następuje osłabienie w pasie pustyń, a po nowem wzmoczeniu w pasie umiarkowanym—nowe osłabienie w pasie zimnym.

## II. Rozwój organizmów.

Organizmy z biegiem czasu, w ciągu dziejów ziemi, ulegają zmianom. Powiedzieliśmy wyżej, że na miejsce dawnej *teorii katastrof* (*teorii Cuviera*), to jest nagłych *przewrotów*, przyjmowanych dla objaśnienia dziejów ziemi, postawiono w nowszych czasach *teorię ewolucji*, to jest *powolnego rozwoju*.

*Organizmy są więc produktem ewolucji*, ewolucja zaś polega na ciągłym *przystosowywaniu się* organizmów do warunków otacza-

jących, a to głównie pod wpływem *walki o byt*, która rodzi się z faktu silnego rozmnażania się organizmów przy niezmiennej przestrzeni ziemi, budzi naturalną ekspansję gatunków, zmusza do wędrówek, usuwa jednostki nieodpowiednie, nieprzystosowane, a pozostawia przy życiu odpowiednie, przystosowane — przeprowadza tak zwany *dobór naturalny*.

Prócz tego *wpływu*, wywołującego przystosowanie, to jest wyrobienie *cech korzystnych* dla życia organizmów w danym otoczeniu *za pośrednictwem walki o byt* (teorja Darwina), otoczenie to wywiera też *wpływ bezpośredni* (teorja Lamarcka), przyczyniający się do nabywania przez organizm w ciągu życia osobnika cech, nieraz nawet szkodliwych.

Z tego powodu dla zrozumienia zjawisk życia na ziemi, dla zrozumienia form, sposobu życia i geograficznego rozmieszczenia organizmów musimy poznać ich zależność od środowiska *geograficznego*.

### III. Zależność organizmów od geograficznych warunków ich środowiska

Warunki geograficzne danego kraju określają, choć nie zupełnie (jak to niżej zobaczymy), jego *roślinność i zwierzęta*, jego *florę i faunę*, o czym nas poucza *ekologia biologiczna*.

Najsilniejszy wpływ na organizmy wywiera klimat, grunt i inne organizmy. Uwydatnia się on zarówno w fizjonomji poszczególnej rośliny, zwłaszcza w jej wzroście rośliny drzewne, lodygowate, trawiaste, pasożytne), jak i w zbiorowiskach roślinnych, z których głównemi są: lasy tropikalne, umiarkowane, arktyczne, monsunowe, mangrowe i galerjowe, step krzaczasty (macchia, bush), trawiasty i parkowy, sawanna i prerja, połoniny i łąki, torfowiska, roślinność wodna i pustynna. Zastanowimy się z kolei nad zależnością organizmów od tych trzech czynników.

a) *Zależność flory i roślinności od klimatu*. Roślina jest przede wszystkim tak silnie związana z *temperaturą*, że otrzymała miano „żywego termometru“. Stąd to ubożenie flory ku biegunom i ku górze, albowiem wiele gatunków roślin nie przekracza pewnej szerokości geograficznej (a dokładniej — pewnej izotermy) oraz pewnej wysokości. Przytem większy wpływ od średniej temperatury rocznej mają pewne krańcowe temperatury (punkty krytyczne), ale i wielkość rocznych wahań temperatury; stąd w części różnica mię-

dzy florami krain kontynentalnych i nadmorskich, mimo jednakowej nieraz średniej temperatury rocznej.

Jeżeli znów pewna roślina udaje się równocześnie w krajach, mających różne stosunki temperatury, to czas jej wegetacji: kwitnienia, dojrzewania i t. d., jest wtedy różny: opóźnia się w krajach zimniejszych. Odwrotnie: różne gatunki roślin w jednym i tym samym kraju mają różny czas wegetacji.

Niemniej silnie wpływają na rośliny stosunki *wilgotności*; pewne rośliny dostosowane są w sposób charakterystyczny do życia w środowisku wilgotnym lub nawet w wodzie (*higrofity*). Przytem nie tyle absolutna ilość opadów w ciągu roku, ile ich rozkład na pory roku ma tutaj wpływ decydujący (szczególniej w klimatach gorących). Nierówny rozkład opadów, mianowicie długość pory bezdeszczowej, utrudnia rozwój roślinności drzewnej, sprzyja tylko trawiastej; stąd pochodzi w znacznej części zjawisko stepów, które przy zwiększonej posusze przechodzą w pustynie.

Przytem rośliny krajów suchych odznaczają się szczególnymi narzędziami lub własnościami, służącymi do obrony przeciw posusze (*kserefity*). Są to naprzód zbiorniki wilgoci, wyzyskiwane podczas suszy, a mianowicie wielkie korzenie (rośliny cebulkowe), w których przechowuje się tyle wilgoci, iż nieraz służą one ludziom w pustyniach jako „źródła roślinne” (np. Buszmanom w pustyni Kalahari). Powtórnie wielkie, mięsiste, obfitujące w sok liście (agawa, aloje) lub łodygi, przyczem liście przechodzą w kolce (kaktusy); bombiaste zgrubienie pni drzewnych (drzewo baniowate Australji). Dalej właściwość wciągania soli do swych soków, co utrudnia ulatnianie się wilgoci (*słonorośle, halofity*); pokrywanie się kryształkami soli, które wciągają wilgoć z powietrza, oraz pokrywanie się materiałami woskowatymi lub żywicznymi, które też utrudniają ulatnianie się wilgoci. Rośliny zdolne zarówno do wytrzymania pewnego stopnia posuchy, jak i też pewnego nadmiaru wilgoci nazywamy *tropofitami*.

Wszystkie te celowe, jakby świadome urządzenia tłumaczą się doskonale teorią doboru naturalnego: osobniki, nie obdarzone temi własnościami (lub tylko w małym stopniu), ginęły od wieków w klimatach suchych, z czasem więc musiały się w takich klimatach rozwinąć rośliny, posiadające te własności w wysokim stopniu, doskonale „przystosowane”.

Wreszcie ogólną cechą roślinności klimatów suchych jest ubóstwo, to jest mała ilość osobników. Zupełnie co innego w krajach wilgotnych z opadami obfitymi i całorocznymi; roślinność, szczególnie przy współdziałaniu wysokiego ciepła, odznacza się nadzwyczajną

bujnością; przykładem tego są nieprzebyte „dziewicze“ lasy dorzecza Amazonki, Kongo i archipelagu Malajskiego.

*Wiatr* również wywiera wpływ na rośliny i to nie tylko pośrednio jako roznosiciel temperatury i wilgoci lub jako pochłaniacz tej ostatniej, ale i bezpośrednio, mechanicznie. W ostatnim razie wpływ wiatru jest zwykle szkodliwy (wyjawszy przenoszenie pyłku kwiatowego oraz nasion). Silne wiatry niszczą drzewa (łamiąc je lub wyrywając z korzeniami), czynią wiele krain pomimo dostatecznej wilgoci bezleśnemi; stosuje się to szczególnie do krain nadmorskich, gdzie siła wiatrów jest bardzo wielka (brak przeszkód), np. wyspy Hebrydzkie, Faroer, Falklandzkie i t. d. Podobnież wyjątkowo silny wiatr, bora, przyczynia się do bezleśności Krasu. Wielką pomocą w tym niszczącym wpływie wiatru na roślinność są unoszone przez wiatr ziarenka piasku (a nawet całe jego masy — wydmy), oraz bryzgi słonej wody morskiej. Różne natężenie *światła* niemniej wywiera wpływ na florę: tak np. w lasach zwrotnikowych, wskutek braku światła w dole niema traw (a stąd i zwierząt trawożernych). Bardzo ważnym jest osuszający wpływ wiatru na roślinność z powodu przyspieszenia parowania i transpiracji: dlatego rośliny chronią się przed nim narzędziami kserofitycznemi.

b) *Zależność flory i roślinności od gruntu*. Wiadomo, że różne rodzaje gruntu, jak skalisty, piaszczysty, wapienny, gliniasty, słony i t. d., mają właściwą sobie florę; nawet flora wód bywa różną, stosownie do zawartych w nich różnych części mineralnych. Najbardziej indywidualną jest grupa słonorośli i roślin wapiennych. Obok gleb słonych i wapiennych szczególne znaczenie w geografii roślin (fitogeografii) mają pewne glinki żółte (löss) i czerwone (terra rossa, lateryt) oraz gleby humusowe (czarnoziem).

Stosunki wilgotności gruntu mają też ważny wpływ w tym względzie: inną jest np. flora łąk, a inną pól; wyżej wzniesionych i wskutek tego suchszych.

Charakterystyczną jest rzeczą, że grunta szczelinowate, przepuszczające szybko wodę, oraz grunta złożone ze zbyt drobnych luźnych cząsteczek, nie sprzyjają wzrostowi lasów. Bezleśność krasu należy przynajmniej w części przypisać zanikaniu wody w szczelinach wapienia; grunta lössowe w Azji i innych krajach są mimo klimatu dostatecznie wilgotnego zwykle bezleśne, choć w tych okolicach na innych gruntach rosną lasy bujne. Stąd widać, że nie wszystkie stopy są zjawiskiem klimatycznym.

Zależność roślin od gruntu nie jest zresztą po większej części zasadą bezwzględną, raczej tylko podporządkowaną stosun-

kom klimatycznym: na takich samych gruntach, lecz w klimatach różnych, rosną rośliny różne.

Wreszcie zależność roślin tak od klimatu, jak i od gruntu komplikuje się jeszcze stosunkami walki o byt: czasem pewna forma roślinna nie występuje w danej okolicy nie dlatego, żeby klimat i grunt były tam dlań nieodpowiednie, lecz dlatego, że dla innej formy roślinnej są one jeszcze odpowiedniejsze i z tego powodu pierwsza w walce o byt z drugą nie zdoła się utrzymać. Bezdrzewność stepów np. może być między innymi skutkiem i tej okoliczności. Że od gruntu, mianowicie od jego żyzności, zależy ilość i bujność roślin, to powszechnie wiadome.

c) *Zależność fauny od klimatu.* I zwierzęta, jakkolwiek w mniejszym stopniu niż rośliny, zależą od klimatu. Wielkie zimna lub wielkie gorąca, tak susza jak i wilgoć nadmierna szkodzą wielu formom zwierzęcym i uniemożliwiają ich egzystencję w niejednym kraju. Tak np. małpy, większość węży, korale i t. d. nie znoszą klimatu zimnego; renifery i niedźwiedzie białe — gorącego; słonie nie znoszą suszy, wielbłądy — wilgoci i t. d. Zależność ta jest często tak ścisła, że niektóre zwierzęta wskutek tego wykluczają się wzajemnie: renifer a małpa; słoń a wielbłąd i t. p. Wilgoć w połączeniu z gorącym sprzyja szczególnie rozwojowi gadów i owadów (dorzecze Amazonki, Nilu Białego). Przytem klimat wywiera też wpływ na różne cechy zwierząt, szczególnie na uwłosienie. Zwierzęta polarne i górskie mają uwłosienie (i upierzenie) bujne, np. zwierzęta Syberji i Ameryki Arktycznej, dostarczające cennych futer.

Odwrotnie: zwierzęta krain gorących są często pozbawione uwłosienia, np. wielkie gruboskórne Afryki równikowej. Jakkolwiek posucha zwierzętom bezpośrednio mniej szkodzi niż roślinom, to jednak dla niektórych, zwłaszcza dla ryb, jest zabójcza; i tutaj jednak spotykamy, podobnie jak u roślin, objaw wytwarzania specjalnych ochronnych narządzi: w krajach, gdzie w pewnej porze wody wysychają, jak w Australji i Afryce, spotykamy *ryby lądowe*, które wyrobiły sobie płuca do oddychania powietrzem.

d) *Zależność fauny od gruntu.* Zależność fauny od gruntu jest mniejsza niż zależność flory, daje się jednak dostrzegać, np. u ślimaków, budujących swe muszle z wapienia. Tak np. wyspa Dominika w Antyllach, złożona ze skał wulkanicznych, jest bardzo uboga w ślimaki, które przytem są tu bardzo drobne; tymczasem sąsiednie wyspy, złożone ze skał wapiennych, obfitują w ślimaki. Na wapiennej Jurze Krakowskiej grunt w wielu miejscach jest

literalnie usiany muszlami. W Lesie Czeskim granitowym i gnej-sowym było na pastwiskach, pozbawionych wapna, ma kości nad-zwyczaj słabe i drobne.

Do zależności zwierząt od gruntu można zaliczyć też zależ-ność ich od wody. W każdym większym zbiorniku wody (morzu, jeziorze) rozróżniamy zazwyczaj obok życia organicznego *przybrzeżne-go* (*litorale*) zespół organizmów, żyjących na otwartej wodzie (*pelagos*), poruszających się czynnie (*nekton*) lub też tylko biernie (*plankton*), wreszcie zespół organizmów głębinowych (*abissalnych*), przyrośnię-tych w znacznej części do dna (*bentos*). Fauna wód słodkich jest inna niż słonych; ryby, które rzekami dostają się do jezior bardzo słonych (Martwe, Ab-Istada, Kara-Bugas), giną tam. Tylko po-wolne przystosowanie, np. w powolnie wysładzających się jeziorach szczytkowych, jest możebne. Oprócz ziemnych (*terricol*) i wodnych (*aquicol*) zwierząt należy ze względu na środowisko geograficzne, w którym żyją, wydzielić grupę ślepych, bezbarwnych jaskinio-tych zwierząt (*cavernicol*) i zwierząt, obdarzonych aparatami lotniczymi (*aericol*).

Barwa gruntu ma pewien wpływ na ubarwienie zwierząt: przystosowują się one do niej przez dobór naturalny, albowiem w walce o byt tak dla prześladowcy, jak i dla prześladowanego korzystną jest rzeczą nie być dostrzegalnym. Wskutek tego zwie-rzęta pustyń są często płowe (lew, szakal, gazella); wielu naszych ptaków, np. wróbli, jak również „szaraka“, trudno odróżnić od szarej roli. Koniki polne na naszych łąkach są zielone, tymczasem na sąsiednich wzgórzach wrzosowych—brunatne i t. d.

Zwierzęta polarne są często białe, a jeżeli wół piżmowy stanowi wyjątek, to dlatego, że, jako posiadający wielką siłę, nie ma prześladowców, a jako żywiący się roślinami, nie potrzebuje prześladować.

#### IV. Wzajemna zależność organizmów.

a) *O zależności roślin od roślin* wspominaliśmy już: wiemy, że niektóre rośliny, mimo odpowiednich warunków klimatu i gruntu, nie mogą żyć w danej okolicy dlatego, że nie są w stanie wy-trzymać konkurencji z innymi roślinami, dla których warunki te są jeszcze dogodniejsze. Tak np. wiele niskich roślin nie może żyć w lasach, poczęści dlatego, że drzewa swymi długimi korze-niami odbierają im wilgoć (np. brak traw w lasach Australji); poczęści dlatego, że swymi rozłożystymi i gęstymi koronami pozbawiają ich

światła (ubóstwo podszycia leśnego w bujnych selwasach). Dlatego to wiele drobnych roślin leśnych u nas kończy bardzo wcześnie cały prawie okres swej wegetacji, mianowicie przedtem, zanim bujny rozwój liści w lesie pozbawi je światła (pierwiosniki, sasanki). Z drugiej strony wiele roślin w życiu swem jest przywiązanych do innych roślin, mianowicie do drzew (np. jemiola).

b) *Zależność roślin od zwierząt* wyraża się najczęściej niszczeniem roślin, które służą zwierzętom za pokarm. Stada bydła, wypasając, a przytem tratując okolice stepowe, zmieniają je często w pyłne pustynie. Kozy, zjadając młode drzewka, niszczą lasy, np. w krasie. Ślonie w lasach Afryki torują drogi, obalając wielkie drzewa.

Ze zwierząt, sprowadzających wielkie zniszczenie w roślinach, wymienić należy szarańczę, niszczącą zboża; flokserę — winnice; żuka kolorado — kartofle.

Jednak z drugiej strony zwierzęta wpływają i korzystnie na rośliny: przez przenoszenie pyłku kwiatowego ułatwiają zapłodnienie roślin (owady, kolibry), a prócz tego przyczyniają się do rozpowszechnienia roślin, przenosząc ich nasiona; ptaki przenoszą je w mule przylepionym do łap, w pierzu, w żołądku niestrawione. Nasiona wielkich owoców są przenoszone przez małpy i niedźwiedzie; nasiona orzechowate z twardą pokrywą — przez gryzonie (wiewiórka).

c) *Zależność zwierząt od roślin*. Zależność zwierząt od roślin jest przeważnie zależnością od pożywienia (np. na stepach żyją trawożerne oraz gryzonie z powodu rozwoju traw i korzeni w suchym klimacie), a poczęści i od schronienia. Widzimy to np. na zwierzętach leśnych, które kryją się w gąszczach od prześladowania, lub czatują tam na zdobycz (drapieżce zamiast trawożernych); wielkie zwierzęta stepowe, w braku takiej kryjówki, rozwinęły znaczną bystrość biegu, jak np.: konie, antylopy, strusie. A więc tak charakterystyczne zbiorowiska zwierzęce, jak fauna leśna i stepowa, pustynna i górską itd. zawdzięczają swe cechy właśnie przystosowaniu się do środowiska roślinnego.

Tu należy też przystosowanie barw i kształtów zwierząt do roślin, wśród których żyją (podobnie jak wyżej — do gruntu) dla osiągnięcia niedostrzegalności. Wiele owadów np. naśladuje kształt i barwę liścia, kwiatu, patyka i t. p. „z dokładnością wybornego kopisty“.

Ubóstwo świata roślinnego sprowadza ubóstwo zwierzęcego w danym kraju, albowiem jedna część zwierząt żywi się roślinami,



a druga — zwierzętami roślinożernymi. Dlatego świat zwierzęcy, podobnie jak roślinny, ubożeje w trojakim kierunku: ku biegunom, ku górze i ku pustyniom.

d) *Zależność zwierząt od zwierząt.* Zwierzęta mięsożerne zależą w swej egzystencji od roślinożernych, ale zarazem przez tępienie tych ostatnich ograniczają ich ilość. Zresztą i w każdej z tych grup oddzielnie osobniki prowadzą ze sobą walkę o byt, przyczem naturalnie silniejsze (t. j. lepiej przystosowane) odnoszą zwycięstwo, słabsze giną bądź w bezpośrednich zapasach, bądź wskutek niedostateczności pożywienia, zagarniętego przez silniejsze. Jak wielką jest ta zależność słabszych od silniejszych, to w sposób poglądowy okazują nam ptaki drapieżne na Wschodzie, odgrywające tam rolę policji sanitarnej w miastach przez usuwanie padliny, która im służy za pożywienie: do każdej świeżej uczt zasiadają one gromadnie, ale zawsze we wzorowym porządku podług wielkości i siły, „niby biesiadnicy przy etykietalnym stole magnata“.

Warunki walki o byt między zwierzętami, a mianowicie jej natężenie, zależy w znacznej części, jak już wiemy (ob. fauna wysp), od wielkości obszaru walki, a stąd od ukształtowania poziomego i wysokości.

Na obszernych lądach, szczególnie na lądach posiadających znaczną rozciągłość równoleżnikową, jak Stary Świat, walka o byt odbywa się z wielkim natężeniem, albowiem tam liczba osobników tego samego gatunku może być bardzo znaczna (dany gatunek zamieszkuje zwykle pas równoleżnikowy, jako przedstawiający mniej różnic klimatycznych niż południkowy), a walka o byt odbywa się najsilniej między osobnikami tego samego gatunku, jako wymagającymi tych samych środków do utrzymania życia. Na lądach południkowych, jak Nowy Świat, oraz na wyspach, walka o byt odbywa się słabo. Wskutek tego w Świecie Starym spotykamy zwierzęta silniejsze, lepiej rozwinięte, niż w Świecie Nowym i na wyspach (szczególniej dawno oderwanych od lądu lub pierwotnych, obacz wyżej, str. 90).

## **V. Zależność organizmów danego kraju od warunków geograficznych linii wędrówek.**

Jakkolwiek organizmy są w tak ścisłej zależności od warunków geograficznych środowiska, to jednak często kraje, posiadające jednakowe warunki geograficzne, mają organizmy dość różne.

Zadziwić musi, że nieraz np. kraj nie posiada takich organizmów, dla których jego warunki geograficzne są przyjazne. Zwróciliśmy już uwagę na okoliczność, iż może to wynikać stąd, że dla innych organizmów warunki te są jeszcze przyjaźniejsze; ale i to wyjaśnienie nie zawsze wystarcza, albowiem doświadczenie wykazało, że nieraz zwierzę, którego w danym kraju nie było, sprowadzone tam przez człowieka, rozmnożyło się nadzwyczajnie (np. króliki w Australji). Musi więc istnieć jeszcze inna przyczyna, inny warunek, od którego zależą organizmy danego kraju. Warunkiem tym jest dogodność lub niedogodność linii wędrówek, po której organizmy mogły się do danego kraju dostać, względnie po której natrafiły na jakąś nieprzebytą zaporę.

Liczne gatunki roślin i zwierząt powstawały tylko w pewnych okolicach, w tak zwanych *ogniskach*, z których rozprzestrzeniały się po ziemi za pomocą wędrówek. Jasną więc jest rzeczą, że flora i fauna danego kraju zależy nie tylko od jego własnych warunków geograficznych, ale także od warunków tych krajów, które znajdują się lub znajdowały na drodze organizmów, wędrujących z pewnych ognisk ku temu krajowi; a więc od rozkładu lądów i mórz, gór i nizin, pustyń (stepów) i lasów, wód lądowych i t. d., albowiem wszystkie te warunki ułatwiają lub utrudniają wędrówki.

Ażeby to zrozumieć, musimy się naprzód zastanowić nad *środkami, jakie organizmy posiadają do zmiany miejsca*.

Rośliny nie posiadają w tym celu zdolności samodzielnej wędrówki, jeżeli więc rozprzestrzeniają się z pewnego ogniska, to dzieje się to jedynie przez *wędrówkę bierną*, t. j. przez przenoszenie nasion z pomocą różnych czynników. Nasiona są przenoszone albo przez wiatr (szczególniej włochate) albo przez rzeki i prądy morskie, bądź bezpośrednio (np. kokos, wytrzymujący wodę słoną, rozprzestrzenił się, dzięki prądowi równikowemu, od Ameryki do Madagaskaru), bądź za pośrednictwem pływających kłód drzew, a nawet gór lodowych (moren): albo przez ptaki (ob. wyżej) i inne zwierzęta, szczególnie pokryte wełną, w której zaczepiają się nasiona.

Mimo to jednak wysokie góry, pustynie, szerokie morza itp. stanowią zapory, które tylko niewiele roślin może pokonać.

Zwierzęta posiadają zdolności samodzielnej zmiany miejsca, odbywają *wędrówki czynne* (idą, lecą lub pływają). Największą zdolność w tym kierunku posiadają ptaki, a poczęści i owady.

Przykładem niech będzie wiele naszych ptaków, które na zimę odlatują do Afryki przez morze Śródziemne. W Ameryce gołębie wędrują takimi masami, że lot ich zaćmiewa słońce,

a gałęzie drzew łamią się pod ich ciężarem. Wielkie i fatalne dla rolnictwa wędrowki odbywa szarańcza ze stepów Czarnomorskich ku zachodowi Europy. Niektóre zwierzęta ssące okazują też wielkie zdolności do wędrowki: nietoperze przelatują cieśniny morskie podobnie jak ptaki; lemingi na dalekiej północy odbywają wielkie wędrowki, przyczem przepływają rzeki. W Ameryce Północnej wielkie wędrowki odbywają bobry i wiewiórki. Tygrys z Indji wędruje aż do Syberji i morza Kaspijskiego, dostał się nawet na wyspy: Sumatrę i Jawę.

Oprócz tych wędrowek czynnych, zwierzęta, podobnie jak rośliny, odbywają też wędrowki bierne. Małpy i węże płyną nieraz na kłodach drzew, unoszonych do morza przez wielkie rzeki; niedźwiedzie białe płyną na lodach, ikra rybia i żabia przenosi się wraz z mułem na łapach ptaków błotnych. Człowiek też przewozi ze sobą wiele zwierząt domowych i roślin uprawnych; wiele też organizmów towarzyszy mu w wędrowkach mimo jego woli (myszy na okrętach, pasorzyty). Nawet sam człowiek ulega biernym wędrowkom: okręty, schwycone przez lody, prądy lub burze, bywają unoszone mimo woli człowieka na wielkie przestrzenie; okoliczność ta wywarła znaczny wpływ na dzieje odkryć geograficznych i na kolonizację ziemi pozaeuropejskiej.

Mimo to wszystko i zwierzęta bywają ograniczane, powstrzymywane w swych wędrowkach (i to często bardziej niż rośliny) przez wiele geograficznych warunków, stanowiących zapory.

I tak morza, a nawet wązkie cieśniny i rzeki stanowią zwykłe kres dla zwierząt, nie umiejących ani pływać, ani latać. Zresztą w wyższych szerokościach geograficznych zapory wodne tracą zwykle swój dzielący charakter, przynajmniej w zimie przez zamrażanie. Tak np. leśne zwierzęta Kaukazu, sarna i jeleni, dostały się po lodzie cieśniny Kerczeńskiej do Krymu; wiewiórka zaś kaukaska nie mogła się tam przedostać, ponieważ zimą nie odbywa wędrowek.

Przesmyki lądowe dzielą fauny morskie; nawet cieśnina nie dość głęboka może stanowić zaporę dla wędrowek, mianowicie fauny głębokowodnej; tak np. fauna głębokowodna morza Śródziemnego nie mogła się dostać do morza Czarnego, z powodu płytkości Bosforu. Pasy wody słodkiej z rzek, uchodzących do morza, stanowią zaporę dla fauny słonowodnej. Działy wodne między rzekami stanowią kres dla fauny słodkowodnej; czasami zresztą tracą one swe dzielące znaczenie, wskutek czasowej bifurkacji lub młodych kaptażów (str. 145 i nast.).

Podobne znaczenie jak działy wodne mają wodospady, jednakże niektóre ryby przedostają się przez nie: łoś je przeskakuje, a węgorz obchodzi ładem. Wysokie łańcuchy gór stanowią kres dla wielu zwierząt, bądź z powodu klimatycznego (zimno na szczytach), bądź orograficznego (trudno się przedostać); pustynie tworzą nieprzebytą tamę dla niektórych zwierząt (a jeszcze bardziej dla roślin), szczególnie dla ślimaków, wolno wędrujących i nie znoszących suszy (np. ślimaków sudańskich niema w Berberji). Nawet stepy są trudne do przebycia dla zwierząt leśnych; dlatego np. wieśniorka z lasów Rosji środkowej nie mogła się dostać do lasów Krymu. Prądy ciepłe powstrzymują ryby mórz polarnych w wędrówce ku równikowi, prądy zimne powstrzymują rozprzestrzenienie się koralu (brak ich na zachodnich wybrzeżach Ameryki południowej i Afryki). Prócz tego zwierzęta wrogie danemu gatunkowi, przebywające na linii wędrówek lub w krainie, stanowiącej cel wędrówek, stanowią tamę dla jego rozprzestrzenienia.

Wreszcie prócz warunków geograficznych istnieje jeszcze jedna okoliczność, warunkująca florę i faunę danego kraju, mianowicie jego przeszłość geologiczna: *organizmy danego kraju zależą między innymi i od tego, jakie formy kraj ten otrzymał w spadku po ubiegłej epoce geologicznej*; otóż kraje z jednakowymi obecnymi warunkami geograficznymi mogły otrzymać nie jednakowe dziedzictwo.

I tak flora i fauna, jako produkt ewolucji, ulega ciągłym zmianom; zmiany te, widoczne wyraźnie przy rozpatrywaniu ubiegłych epok geologicznych, dadzą się jednak dostrzec i w ciągu czasów „obecnym“, to jest historycznym. Zmiany te wynikają częściowo ze zmian warunków geograficznych, wyczerpania się gruntu (dla roślin), morderczej walki o byt, wreszcie wskutek wpływu tak niszczącej, jak hodowlanej pracy człowieka; zmiany, wywołane przez człowieka, należą jednak już do antropogeografji.

## VI. Rozmieszczenie geograficzne organizmów.

Wszystkie powyżej wymienione warunki danego kraju, a mianowicie: jego obecne warunki geograficzne, jego stosunek do linii wędrówek wreszcie jego przeszłość geologiczna, razem wzięte, tłumaczą dopiero jego florę i faunę.

Wskutek tego *rozmieszczenie organizmów na ziemi w szczegółach* jest kwestją skomplikowaną i podział ziemi na obszary florystyczne i faunistyczne jest przedmiotem wielu sporów między uczonymi.

Ponieważ jednak najważniejszym warunkiem bytu organizmów jest klimat, a zwłaszcza temperatura, więc, nie uwzględniając szczegółów, lecz biorąc na uwagę tylko *najogólniejsze rysy rozmieszczenia organizmów*, możemy ziemię podzielić pod tym względem na pewne pasy równoleżnikowe.

W pasie międzyzwrotnikowym, albo dokładniej w pasie między izotermami rocznymi mniej więcej  $+20^{\circ}$ , roślinami charakterystycznymi są różne gatunki palm. W pasie podzwrotnikowym drzewa z liściem wiecznie zielonym — a wśród nich, szczególnie charakterystycznym jest drzewo oliwne, tak iż nazwano je z tego powodu rośliną „przewodnią“ dla tego pasa. W naszych szerokościach występują drzewa z liściem opadającym; im dalej na północ, tem bardziej mieszają się z niemi drzewa iglaste, które wreszcie na dalekiej północy zyskują prawie wyłączne panowanie („tajgi“), gdyż z liściastych towarzyszą im tylko brzoza i wierzba. Wreszcie drzewa znikają zupełnie mniej więcej na izotermie najcieplejszego miesiąca  $+10^{\circ}$ . Dalej rozciągają się obszary porośnięte mchem — tundry.

Pasy powyższe rozwinięte są głównie na półkuli północnej; na południowej, wobec małego obszaru lądu, są one szczuplejsze, a pas tundur prawie nie istnieje wobec nieprzerwanego całunu śnieżno lodowego okolic Antarktycznych.

Podobne pasy roślinne spotykamy, wstępując na wysokie góry pasa zwrotnikowego (na górach wyższych szerokości geograficznych brak naturalnie pasów, odpowiadających niższym szerokościom), tylko tutaj pasy roślinne zmieniają się daleko szybciej. Te same zmiany, jakie w kierunku poziomym spotykamy na przestrzeni od  $0^{\circ}$  do  $90^{\circ}$  szer., to jest na przestrzeni dziesięciu tysięcy kilometrów, na górach obserwujemy na przestrzeni niespełna kilku tysięcy metrów.

W tym ogólnym obrazie, zależnym od temperatury, spotykamy w szczegółach znaczne różnice, oparte w części na innych elementach klimatycznych, szczególnie na stosunkach wilgotności, oraz towarzyszących im różnych wahań temperatury (amplitudach rocznych); wreszcie zróżniczkowanie prowincji florystycznych spowodowane jest też innymi czynnikami, które wymieniliśmy wyżej (skład gleby, linje wędrowek, dziedzictwo geologiczne i t. d.).

Co do fauny, to jakkolwiek mniej jest ona zależną od klimatu, niż flora, jednak w ogólnem rozmieszczeniu zwierząt na ziemi klimat gra też ważną rolę, albowiem prócz wpływu bezpośredniego oddziałuje on na faunę pośrednio, właśnie przez florę.

W pasie międzyzwrotnikowym w towarzystwie palm spotyka my małpy, wielkie zwierzęta drapieżne, wielkie gruboskórne, jak wiadomo, w klimacie wilgotnym, a w klimacie suchym wielbłąda jednogarbnego w świecie starym, pokrewną mu mniejszą lamę w nowym; krokodyle, ptaki o świetnem upierzeniu (papugi, kolibry), owady pięknie ubarwione (wielkie motyle) i wielce szkodliwe (moskity, termyty); w morzu korale (które z ciepłymi prądami zachodzą aż do 32° szer.).

Inny zupełnie charakter nosi dobrze nam znana fauna pasa umiarkowanego, pozostająca pod silnym wpływem człowieka, a jeszcze inny — pasa zimnego, gdzie, jak wiadomo, występują zwierzęta o gęstem uwłosieniu i upierzeniu (często białem), gdzie renifer na lądzie, a niedźwiedź biały wraz z foką na morzu są zwierzętami przewodniemi.

W wielkich *głębiach oceanu*, z powodu jednostajnie niskiej temperatury, nie widać wielkich różnic fauny w różnych pasach poziomych; różnice występują raczej w kierunku pionowym. t. j. w rozmaitych głębiach; jest to pewna analogia do różnic fauny lądowej na górach, tylko w kierunku odmiennym, bo w morzu im głębiej, tem zimniej. Stąd np. wiele mięczaków żyje w morzach wszystkich szerokości geograficznych, tylko w różnych głębokościach: w morzach polarnych płycej, w równikowych głębiej. Ta jednostajność warunków głębin oceanicznych w przestrzeni idzie w parze z ich jednostajnością w czasie tak, iż dzisiejsza fauna głębin jest podobniejsza do fauny dawnych epok geologicznych, niż fauna lądowa.

Więcej urozmaicona, zróżniczkowana, jest fauna płytkowodna, przybrzeżna, albowiem znajduje ona granice rozprzestrzenienia w panujących już tutaj (pod wpływem lądu) różnicach klimatycznych (temperatury wody), oraz topograficznych (przerwy głębokie w pasach mielizn); w różnej słoności wód, spowodowanej napływem wody lądowej; w rozmaitej naturze dna (skalistego, piaszczystego, mulistego) i t. d.

## VII. Organizmy jako wskazówki geograficzne.

Widzieliśmy, że organizmy znajdują się w ściślejszej zależności od warunków geograficznych zarówno danego kraju jak i linii

wędrówek, tak obecnych jak i dawnych. Tak więc obecność w pewnym kraju pewnej formy roślinnej lub zwierzęcej musi być uważana jako wynik warunków geograficznych tego kraju lub krajów sąsiednich, warunków bądź istniejących jeszcze obecnie, bądź dawnych, geologicznych.

Odwrotnie więc: z organizmów można wnioskować o geograficznych warunkach, organizmy mogą nam posłużyć jako dokumenty i *wskazówki* do poznania geograficznych warunków. Wskazówki te są szczególnie ważne, gdy chodzi o kraje mało znane lub warunki geograficzne dawne, których bezpośrednio nie możemy już stwierdzić, gdy chodzi o zmiany geograficznych warunków (klimatu, rozkładu łądów, wód i t. d.). Tak np. z faktu, że w osadach czwartorzędowych Sahary znaleziono liście dębowe oraz, że już w czasach historycznych żyły tam konie i woły; że natomiast obecnie ani dąb tam nie rośnie, ani konie i woły nie żyją, dalej że zaś zamiast nich znajduje się tu wielbłąd, którego tam dawniej nie było, — możemy wnosić, że klimat Sahary uległ zmianie, stał się mianowicie bardziej suchym.

Z kości hipopotama, znalezionych na Malcie i Sycylii, wnosiśmy, że między temi wyspami i Afryką było połączenie łądowe i to szerokie, na którem mogły płynąć wielkie rzeki, dające schronienie hipopotamom. Widzieliśmy też wyżej jak z cech fauny można wnioskować o powstaniu wyspy (ob. str. 90). Podobnie fauna morska jeziora może nas naprowadzić na wniosek o dawnym połączeniu tego jeziora z morzem („fauny szczątkowe“) i t. d.

We wnioskach tych jednak należy zachować wielką ostrożność, a to dlatego, że istnieje tu szerokie pole dla „przypadkowości“; np. chwilowe zamarznięcie wody może ułatwić zwierzętom łądowym wędrówkę przez tamę, przedtem niemożliwą do przebycia (stąd np. trudność zbadania pochodzenia fauny i flory wysp polarnych), chwilowa bifurkacja rzeki może ułatwić wędrówkę zwierzętom wodnym itd. Zwierzęta morskie mogą czasem przedostawać się rzekami do jezior, które nigdy z morzem nie były połączone (tak np. foka zawędrowała rzekami do jeziora Bajkał).

## VIII. Wpływ organizmów na warunki geograficzne.

Flora i fauna, same zależne od warunków geograficznych, wywierają niemniej na nie wpływ, bądź bierny (krajobrazowy), bądź czynny.

Rośliny, szczególnie rośliny występujące gromadnie, jako t. zw. zbiorowiska roślinne, wpływają na charakter krajobrazu, nadają mu właściwą *fizjognomję*; inaczej wyglądają urozmaicone, różnobarwne lasy zwrotnikowe, inaczej rzadkie parkowe lasy krain suchych lub ciemne posępne iglaste bory północy, inaczej stępy, falujące trawami, inaczej szachownice „pól malowanych zbożem rozmaitem“ lub wdzięczne wzgórza zieleniejące winnicami itd. itd.

Zwierzęta, występujące mniej gromadnie, przytem kryjące się zazwyczaj przed człowiekiem, mniej też wpływają bezpośrednio na charakter krajobrazu. Wyjątki stanowią np. „ptasie góry“ krain polarnych, renifery, pasące się gromadnie na tundrach, stada antylop, przebiegających stępy, bociany, poważnie kroczące na zielonym kobiercu naszych łąk i t. d.).

Co do czynnego wpływu organizmów na otoczenie, to u roślin wyraża on się rozkruszaniem skał przez korzenie drzew, to znów wpływem ochronnym przez powstrzymywanie denudacji, tak wodnej jak i wietrzanej. Bujna roślinność nadmorska okolic zwrotnikowych (lasz mangrowe) powstrzymuje falowanie wody morskiej, a przez to sprzyja osadzaniu mułu i przyrostowi wybrzeży. Śród ładu roślinność wpływa, jak wiemy, np. na „wygasanie“ jezior, zamieniając je w bagna.

Zwierzęta wywierają nieraz ważny wpływ na krajobraz swoją działalnością budowlaną (kretowiska, stożkowe gniazda termitów, budowle wodne bobrów, budowle koralowe), lub burzącą; o niszczeniu roślinności przez zwierzęta ob. wyżej.

Naturalnie, że ten czynny wpływ organizmów na wygląd ziemi dosięga najwyższego stopnia rozwoju w działalności człowieka, ale dlatego właśnie człowiek stał się przedmiotem oddzielnej części geografji, t. j. antropogeografji.

K O N I E C .





## SKOROWIDZ.

### A

Ab Istada 279.  
 aberracja światła 25  
 abissalna fauna 279.  
 abisynja 55, 108, 114.  
 ablacja 64.  
 abrazja morska 66, 84, 94,  
 98.  
 absorpcja ciepła w powie-  
 trzu 203.  
 absydy 9.  
 adriatyk 143, 246.  
 adyga 150  
 adricol 279.  
 adryka 17, 82, 83, 84, 93,  
 102, 155, 191, 192, 217,  
 234, 237, 253, 265, 282.  
 adryka południowa 77.  
 adryka wschodnia 59.  
 adryko-brazyjski ład 77.  
 adgassiz 88, 89.  
 adawa 276.  
 adgulhas 194.  
 adaggar 253.  
 adary 188.  
 adan 245.  
 adumulacja 61, 67, 100.  
 adumulacja glacialna 131.  
 adumulacyjne góry 112.  
 adaszka 78, 266.  
 adbanja 164, 246.  
 adbańskie góry 109, 165.  
 adleksandria 19.  
 adleucki cyklon 236, 237.  
 adleuckie wyspy 193.  
 adgonkin 77.  
 adama 143.  
 adkmar 21.  
 adlegańskie góry 102, 110,  
 116, 120.  
 adle 276.  
 adlejskie góry 107.  
 adlejskie lodowce 266.  
 adlejskie rzeki 146.

Alpy 58, 110, 111, 114, 149,  
 162, 163, 245, 265.  
 Alpy dolomitowe 40.  
 Alpy zachodnie 117.  
 aluwjalny okres 75, 78.  
 Amazonka 102, 143, 159,  
 187, 214, 226, 244, 277,  
 278.  
 ambony skalne 109.  
 Ameryka 22, 77, 253, 265,  
 282.  
 Ameryka Arktyczna 278.  
 Ameryka Południowa 82,  
 83, 93, 191, 193, 197,  
 211, 239.  
 Ameryka Północna 82, 83,  
 93, 96, 191, 213, 215,  
 217, 219, 220, 236, 237,  
 239, 243, 254, 257.  
 Ameryka Środkowa 58.  
 Amerykańskie morze śród-  
 ziemne 58, 60, 82, 114,  
 170.  
 amfiteatry lodowcowe 132.  
 Amiens 19.  
 amonit 73, 75.  
 amonjak 200.  
 amplitudy termiczne 209,  
 214.  
 Amu 151.  
 Amur 257.  
 Amurski prąd 194.  
 Angara 77.  
 Anglja 41, 188.  
 animizm 29.  
 Anny św. góra 45.  
 antarktyczny ład 82.  
 Antarktyczny ocean 83,  
 166, 190.  
 Antarktyczny prąd 193,  
 194.  
 Antarktyda 83, 103, 219,  
 237, 266, 267, 285.  
 antecedenca 120  
 antracyt 41.

antropogeografia 284, 288.  
 antropozoiczna epoka 74.  
 75.  
 antycyklon 224, 228, 229,  
 231.  
 antyklinalna dolina 69, 117,  
 antyklinalny grzbiet 69.  
 antyklinalny układ 51.  
 Antylle 58, 77, 191, 193,  
 278.  
 antylopy 280.  
 Antylski prąd 191, 193.  
 antypassaty 231.  
 Apenin 58, 85, 109, 111,  
 114, 118, 149, 245.  
 Apeniński półwysp 89.  
 apbelium 24, 186.  
 apofizy 55, 56.  
 apogaeum 10, 186.  
 aquicol 279.  
 Arabia 83, 217, 245, 254.  
 archaiczna epoka 73.  
 archipelag 85.  
 Ardeny 104, 120.  
 Arequipa 135.  
 Argenièere 132.  
 Argentyna 261.  
 argon 200  
 Arktyczny archipelag 85,  
 217, 266.  
 Arktyczny ocean 83, 167,  
 190.  
 Arktyczny prąd 194.  
 Arrhenius 60.  
 artezyjskie źródła 139.  
 Arystoteles 19.  
 asar 131.  
 Ascension 86.  
 asymetrja dolin 149.  
 asymetrja wydm 136.  
 Atakama 248, 254.  
 atlantycki typ brzegów 168.  
 Atlantyk 167, 168, 170, 176,  
 185, 187, 190, 193, 194,  
 196, 211, 234, 239.

Atlas 17.  
atmosfera 33, 34, 199, 273.  
atol 88.  
Auftriebwasser 179, 195.  
austral - azjatyckie morze  
śródlądowe 82, 114.  
Australja 77, 82, 83, 85,  
86, 87, 91, 93, 157, 209,  
214, 215, 246, 276, 279.  
australno - indomadagaskar-  
ski ląd 77.  
Australiska zatoka 82.  
awen 126.  
Azja 82, 83, 84, 85, 86, 91,  
93, 101, 103, 213, 214,  
215, 220, 236, 237, 254,  
257, 277.  
Azja Mała 85.  
azoiiczna epoka 73.  
Azorskie wyspy 192, 236.  
azot 200.  
Azowskie morze 170, 181.  
azymut gwiazdy 6.

**B**

Baer 145.  
Baffiński prąd 194.  
bagn 166.  
Bagnorca 39.  
Bajkał 101, 249, 287.  
bakterje 200.  
Bałkan 58, 84, 96, 109, 117,  
125, 127, 208, 215.  
bałki 162.  
Bałtyk 86, 96, 97, 112, 162,  
172, 174, 176, 181, 184,  
187, 196.  
Bandaisan 114.  
Bänder 262.  
Baran 6, 28.  
baranie łby 65.  
barchan 136.  
barki złobu lodowcowego  
131.  
Barnaul 247.  
barometryczny pomiar wy-  
sokości 106.  
barranco 113.  
barwa ochronna 279.  
barwa wody morskiej 176.  
barysfera 34.  
Batok 56.  
batolity 55.  
Bawarja 69.  
Bawarska wyżyna 244.  
baza geodezyjna 20.  
bazalt 44, 45, 55, 75.  
Beaufort 225.

Beaux 133.  
Bełt 196.  
Bengalja 155.  
Bengalska zatoka 242.  
Bengalski cyklon 241.  
Bengalski prąd 193, 194.  
bentos 279.  
Benzenberg 24.  
Berberja 284.  
Berg op Zoom 21.  
Berghaus 92.  
Beringa cieśnina 167, 194.  
Beringa morze 193.  
Beringa prąd 194.  
Bermuda 88.  
Besançon 244.  
Bessarabia 244.  
Bessel 22, 25.  
bezdeltowe ujście 157.  
bezodna 161.  
bezodpływowe jeziora 161.  
bezodpływowy obszar 157.  
Białe morze 181.  
bieg rzeki 146.  
biegun antarktyczny 180.  
biegun północny i połū-  
dniowy świata 3.  
biegun zimna 214.  
biegunowe wiatry 230.  
bieguny świata 3.  
bieguny ziemi 13.  
bifurkacja 144, 145, 283.  
biosfera 35, 273.  
Birsztany 147.  
bliźniacze rzeki 145.  
bliźnięta 6.  
blokowe ruchy 57.  
Błękitna grot 177.  
Błotne jezioro 163.  
boby 283, 288.  
Bochnia 40.  
boczne moreny 68, 131,  
263, 264.  
boczne wybuchy 113.  
Boh 97.  
Boliwja 136.  
bolsone 134.  
bora 246.  
bore 187.  
Borneo 85.  
Borysław 142.  
Bosfor 196, 283.  
Botnicka zatoka 174.  
Bouguer 21.  
Boulonnais 66.  
Bourbon 55.  
Bradley 25.  
Brahmaputra 117.  
brama lodowcowa 129,  
261.  
bramy naturalne 94.

Brandung 183.  
Brandungskehle 94.  
Brazylijski prąd 192, 193.  
Brazylja 102, 104, 253, 258.  
Brda 143.  
brekcza 39.  
Brocken 42, 84, 96.  
Bromo 56.  
Brückner VI, 271.  
Bruhnes 63.  
Brun 60.  
Brystol 187.  
Brytanja 81, 85, 90, 91,  
92, 192.  
Brytańskie góry 254.  
brzeg morza 91.  
brzeg rzeki 144.  
Brzeziński M. IX.  
Buch Leop. 60, 74, 113.  
Buchanan 173.  
Bullock-Workman 223.  
Bułgarja 147.  
burza 225, 240.  
bush 275.  
Busk 142.  
Buszmani 276.  
Buys Ballot VI, 226.  
Byk 6.  
bystrość prądu rzeki 151.  
bystrzyca 146, 154.

**C**

Cad 162, 248.  
Calais 40, 85, 167, 187.  
Campos 254.  
Capetown 188, 249.  
Capri 177.  
Caracas 249.  
Carrara 40.  
Causses 126.  
cavernicol 279.  
Cayenna 24.  
ceglarz 246.  
Cejlon 86.  
Celebes 92.  
Celowiec 206.  
centralne wybuchy 113.  
chamsin 245.  
Charybdis 187.  
Chełm 40.  
chemiczna erozja morska  
67.  
chemiczna sedymentacja  
67.  
chemiczne procesy 60, 61.  
chemiczne osady 38.  
chemiczne wietrzenie 61.  
Chęciny 40.

chinook 245.  
 Chiny 96, 130, 258.  
 Chińska nizina 104.  
 chińsko-sybirski ład 77.  
 chłodne pustynie 269.  
 chmury 250.  
 choroba górską 200, 222.  
 Ciechocinek 142.  
 cieplice 60, 140.  
 Cieplice 140.  
 ciepłogatunkowe wody 208.  
 cieśniny 84, 167.  
 ciężar wody morskiej 175.  
 cirrus 250.  
 Cisa 143, 147, 149.  
 cisza 225.  
 ciśnienie atmosferyczne 222.  
 Clairaut 21.  
 Clarke 22.  
 Colorado 123.  
 Condamine, de la 21.  
 Credner 165.  
 creek 159.  
 Croll 33.  
 cumulus 250.  
 Cuvier 74, 274.  
 cykl geograficzny 70.  
 cyklon VI, 224, 228, 229, 231.  
 cyrk 130.  
 Czarne morze 82, 97, 181, 196, 246, 283.  
 Czarnomorskie zapadnięcie 109.  
 czarnoziem 277.  
 Czarny Las 118, 121.  
 Czarny Staw 131.  
 czas gwiazdowy 7.  
 czas miejscowy 14.  
 czas portowy 187.  
 Czechy 111.  
 Czerwone morze 17, 82, 114, 176, 177, 219, 247, 250.  
 części świata 82.  
 członki ładu 92.  
 czoło płaszczowiny 51.  
 czołowe moreny 68, 132, 264.  
 czwartorzędowa epoka 74, 75, 77.

## D.

Dagó 86.  
 Dalmacja 97, 98, 246.  
 Danemark 194.  
 Dardanele 196.

Darwin VII, 34, 74, 88, 89, 275.  
 Davis VI, 70, 71, 157.  
 Dąbrowa 41.  
 dead water 184.  
 debry 146, 153.  
 deflacja 66, 133.  
 deformacje epeirogenetyczne 53, 54.  
 Dekan 55, 84.  
 deklinacja gwiazdy 7.  
 deltowe ujście 157.  
 delty 67, 76, 98, 158.  
 denna woda mórz 178.  
 denne moreny 68, 131, 264.  
 Dent d' Hérens 263.  
 denudacja 61, 62, 64, 76, 100, 101.  
 denudacyjne góry 114.  
 denudacyjne terasy 100.  
 denudacyjny próg 104.  
 depresja 101.  
 deszcz 251.  
 deszcz kamieni 62.  
 deszczomierz 251.  
 deszczowy obłok 250.  
 Deutsche Seewarte 189.  
 dewon 273.  
 dewoński okres 75.  
 diasowy okres 75.  
 digitacja płaszczowiny 51.  
 Długosz 147.  
 długość astronomiczna 8.  
 długość dni i nocy 16.  
 długość geograficzna 13.  
 Dniepr 97, 112, 117, 144.  
 Dniestr 97, 110, 147.  
 dno doliny 63.  
 dno morza 170.  
 doba słoneczna prawdziwa i średnia 11.  
 dobór naturalny 275.  
 Dobszyna 128.  
 dojrzałe formy 70, 71.  
 dolinne terasy 105.  
 dolinny lodowiec 263.  
 dolinny wiatr 244.  
 doliny 69, 101, 115.  
 Dolnorońska wyżyna 103.  
 dolny bieg rzeki 155.  
 dolomit 40.  
 dołowanie 3.  
 doły 115.  
 Dominika 278.  
 Doniec 41.  
 dopływy 143.  
 dorzecze 144.  
 dostępność gór 107.  
 dostępność ładu 92.  
 Dove VI.  
 Dover 40.

dowietrzny stok 253.  
 drapieżna fauna 280.  
 Drawa 117.  
 droga ziemi 24.  
 drogi cyklonów 240, 241.  
 drugorzędowa epoka 74, 75.  
 drumlin 131.  
 Druskieniki 141.  
 Drygalski VI.  
 Dunaj 117, 143, 147, 160, 206.  
 Dunajec 117, 124, 125.  
 Dutton VI, 58.  
 Dünung 182.  
 dyluwalny okres 75.  
 dynamika morfologiczna 56.  
 dyzlokacja 48, 57, 75.  
 dyzlokacyjne doliny 118.  
 dyzlokacyjne góry 111.  
 dział wodny dolinowy 117.  
 dziczenie rzek 131, 158.  
 dzień gwiazdowy 5.  
 dzień najdłuższy 19.  
 dziewicze lasy 277.  
 dzwony lawowe 55.

## E

Ebro 159, 226, 244, 246.  
 Egipt 155, 245.  
 Eifel 59, 165.  
 Eisblink 179.  
 ekliptyka 5.  
 ekologia 275.  
 eksplozje wulkaniczne 60.  
 Ekwador 261.  
 ekwidystanty 93.  
 elewacyjne deszcze 253.  
 elipsoidalna obrotowa 21, 30.  
 Eljasza góra 267.  
 endemizm 90.  
 Engadyn 206.  
 eoceniński okres 75.  
 eoliczne osady 42.  
 eoliczny loss 136.  
 epeirogenetyczne ruchy 53, 77, 78.  
 epigeneza 121, 132.  
 Epir 164.  
 epoka lodowa 271.  
 epoki ziemi 73.  
 Eratostenes 19.  
 eratyczne głazy 68.  
 erozja 56, 61, 62, 100, 101.  
 erozja boczna 63.  
 erozja glacialna 131.  
 erozja lodowcowa VI.

erozja podziemna 64.  
 erozja przypływów 187.  
 erozja wglębna 63.  
 erozja wsteczna 121.  
 erozyjne doliny 118.  
 erozyjne góry 114.  
 erozyjne jaskinie 129.  
 erozyjne jeziora 163, 164.  
 Erytrejski rów 51.  
 Estonja 94, 105.  
 estuarja 159.  
 Etna 107.  
 Eubea 85.  
 Eurazja 110, 157.  
 Europa 77, 82, 83, 84, 86,  
 90, 92, 93, 211, 213, 215,  
 219, 237, 239, 244.  
 ewolucja 274.  
 Eyre 101.

## F.

Facjes 74.  
 falaises 94.  
 fale morskie 66.  
 faleza 66, 94, 95.  
 Falklandzki prąd 193.  
 Falklandzkie wyspy 277.  
 falowanie 94, 181.  
 fałd 48, 50.  
 fałdowe doliny 118.  
 fałdowe góry 111.  
 fałdy transwersalne 123.  
 Farewel 194.  
 Faroer 178, 251, 277.  
 fauna a klimat 278.  
 fazy epoki lodowej 132.  
 feldspat 37.  
 felzyt 43.  
 Fernel 19.  
 Fernling 104.  
 Ferrel VI, 188, 232.  
 figura ziemi 12, 19.  
 Filipiny 170, 193.  
 filoksera 280.  
 Fingala grota 43.  
 Finlandja 104.  
 Fińska zatoka 105, 160,  
 174.  
 firn 260.  
 Fischer H. 257.  
 Fisher VI.  
 fitogeografja 277.  
 fiumara 159.  
 fizjognomja biogeograficz-  
 na 288.  
 fizyczny klimat 268.  
 fjordy 96.  
 fleksura 50.

fleksurowe góry 111.  
 fleksurowe progi 104.  
 Florencja 266.  
 Floryda 191.  
 Florydzki prąd 191, 193.  
 fluwjalny cykl 71.  
 föhn 244, 246.  
 foka 286, 287.  
 fonolit 44.  
 fontanili 139.  
 Forbes VI.  
 forda 96.  
 formacje 72, 73.  
 Formoza 194.  
 formy pierwotne 56.  
 fosa tektoniczna 111.  
 fosforescencja morza 177.  
 frana 62.  
 Francja 66, 70, 97, 126,  
 129, 154, 192.  
 Francja centralna 104.  
 Frazer 106.  
 Fryski zalew 97.  
 Fudzijama 107.  
 fumarole 60.  
 Funafuti 89.  
 Fundy 187.

## G.

Galerjowe lasy 275.  
 Galicja 96.  
 gałęzie ładu 92.  
 Ganges 84, 187, 242.  
 Gardiner 89.  
 gardziel 95, 118.  
 Gargano 84.  
 garnki lodowcowe 262.  
 Garunna 97, 143.  
 Gaths 253.  
 Gaurizankar 107.  
 gazella 279.  
 gazy wulkaniczne 59.  
 gazy wybuchowe 129.  
 Gdańska zatoka 97, 151.  
 Geike VI, IX, X.  
 Geiranger Fjord 130.  
 gejzer 140, 142.  
 Gekriech 62.  
 Genewskie jezioro 207.  
 geneza jezior 163.  
 Genua 246.  
 Genueńskie wybrzeże 207.  
 geofizyczna istota fal przy-  
 pływowych 188.  
 geografja—stosunek do geo-  
 logji VIII.  
 geoida 23, 169.  
 geozotermi 34.  
 geosynkliny 52.

geosynkliny drugorzędowe  
 77.  
 gęstość wody morskiej 176.  
 Gibraltar 196.  
 Gibraltarska cieśnina 167.  
 gips 40, 124.  
 glacialne formy 65.  
 glacialne osady 42.  
 glacialny cykl 71.  
 glina 39.  
 glina głębokowodna 173.  
 glina lodowcowa 42.  
 glazy eratyczne 37, 42.  
 głębinowa fauna 286.  
 głębinowe organizmy 279.  
 głębinowe skały 36.  
 głębokość falowania 183.  
 głębokość oceanów 170.  
 główna rzeka 143.  
 gnejsy 36.  
 gniazda rud 55.  
 Gobi 209.  
 Golfstrom 191, 192, 213,  
 214, 219, 236, 241.  
 gołębie 282.  
 gołoborza 42.  
 Gondwana 77.  
 Goplenica 136.  
 Gopło 145, 166.  
 gorące źródła 140.  
 gorący klimat 267.  
 Gorlice 62.  
 Gota 153.  
 Gottesackerplateau 126.  
 górny bieg rzek 153.  
 górotwórcze ruchy VI, 77.  
 górotwórcze siły 34, 57.  
 górowanie 3.  
 górski klimat 270.  
 górski wiatr 243.  
 górskie kraje 101.  
 góry 105.  
 góry lodowe 180.  
 góry meandrowe 149.  
 grad 251.  
 gradient 225.  
 granica atmosfery 199.  
 granica polarna lasów 285.  
 granica wiecznego śniegu=  
 linja 259.  
 granie 37.  
 granity 36, 43, 75.  
 Grecja 91.  
 Grecki archipelag 85.  
 Grecy 12.  
 Green 82.  
 Greenwich 14.  
 Grenlandja 17, 18, 77, 78,  
 85, 96, 98, 99, 103, 105,  
 178, 180, 192, 194, 214,  
 219, 245, 259, 267, 274.

gromadne wyspy 85.  
groty 128.  
gruboskórne zwierzęta 278,  
286.  
Grundlawinen 259, 260.  
gruntowa woda 138.  
grupy wysp 85.  
gryzoń 280.  
grzbiet 69, 101, 109.  
grzyby skalne 133.  
Gujana 253.  
Gujański prąd 191, 193.  
Gunther VI.  
gwiazda Biegunowa 13.  
gwiazdy okobiegunowe 5.  
gwiazdy stałe 1.  
Gwinea 183, 253.  
Gwinea Górna 245.  
Gwinejska zatoka 82, 191.  
Gwinejski prąd 191.

## H.

Halmahera 92.  
halny wiatr 245.  
halofity 276.  
hałdy przybrzeżne 67.  
hamada 135.  
Hann VI, 212, 216, 218,  
245.  
harmattan 245.  
Harris 188.  
Hartling 104.  
Harz 111.  
Hatteras 191, 192.  
Hawai 45.  
Hawajskie wyspy 236.  
Hawel 151.  
Heard 259.  
Hebrydy 277.  
Hecker 58.  
Hegjalja 44, 109, 114.  
Heim VI, 113.  
Hel 97.  
Heleny św. wyspa 85, 86,  
205.  
Helmert VI, 22, 169.  
hercyńskie ruchy góro-  
twórcze 77.  
Hergesell VI.  
Hettner VII.  
hidrosfera 33, 34, 138.  
higrofity 276.  
Himalaje 58, 107, 109, 110,  
117, 120, 162, 208, 223,  
254, 259, 265.  
Hindostan 84, 217.  
hipopotam 287.

hipoteza Kanto-Laplasow-  
ska 29.  
hipsometria 100, 105.  
historja ziemi 72.  
Hiszpanja 184, 245.  
Hoang-ho 145, 150, 177.  
Högbom 54.  
Hohneklippen 42.  
Holandja 100.  
horst 111.  
horyzont 2.  
braun 45, 103.  
Hudson 78, 162, 219, 220.  
Hudsonska zatoka 181, 255.  
Huksley IX.  
Humboldt VIII, 60.  
humusowe kwasy 61.  
huragan 225.  
hurońskie ruchy górotwór-  
cze 77.  
hurrikan 241.

## I.

Iberyjska wyżyna 104, 254.  
Ill 150.  
Indjanie 147.  
Indje 17, 22, 77, 283.  
Indje Wschodnie 214.  
Indochiny 187, 253.  
Indochiński półwysep 84.  
Indus 117, 157.  
Indyjski ocean 167, 168,  
170, 193, 194, 259.  
Inlandeis 266.  
insekwentne rzeki 156.  
interferencja fal morskich  
182.  
interglacialne okresy 273.  
intruzja 37.  
Iran 217.  
Irlandja 124.  
Irpień 143.  
Ischia 129.  
Isker 117.  
Islandja 55, 103, 140, 141,  
178, 192, 194, 209, 267.  
Islandzki cyklon 236, 237.  
Istrja 246.  
izanabazy 54.  
izoamplitudy 211, 220, 221.  
izobary 222, 223.  
izohaliny 174.  
izoklinalna dolina 69, 117.  
izoklinalny grzbiet 69.  
izoklinalny układ 51.  
izonefy 251.  
izostaticzna teoria 58.  
izotermiczna warstwa 202.  
izotermja 210.

## J.

Jajła 110.  
Jampa 123.  
Jan Mayen 265.  
Jana 214.  
Jang-ce-kiang 96.  
Janina 164.  
Japonja 58, 114, 245  
Japoński prąd 193.  
Japońskie wyspy 194.  
jar 118, 122.  
jaskinia Wichrów 129.  
jaskinie 64, 117, 125, 128,  
129.  
jaskinie lodowe 129.  
jaskinie pod lodowcami  
129.  
jaskinie przybrzeżne 94.  
Jaszczurówka 140.  
Jawa 56, 87, 283.  
jądro ziemi 33.  
jednorodne rzeki 155.  
jednostajna linja brzego-  
wa 91.  
jelen 283.  
Jemen 250.  
jemięta 280.  
Jenisej 143.  
jeziorny łoss 137.  
jeziorno 161.  
Jeziorno Górne 65.  
język lodowcowy 132, 263.  
Jordan 118, 226, 271.  
Jura 1t2.  
Jura Krakowska 105, 278.  
Jura Małopolska 127.  
Jura Szwabska 105.  
Jura Szwajcarska 109.  
jurajski okres 74, 75.  
Jutlandja 96.  
juwenilna woda 141.

## K.

Kadłub ładowy 84, 92, 104.  
Kair 250.  
kaktusy 276.  
Kalahari 157, 254, 276.  
kaldera 113.  
kaledońskie mchy góro-  
twórcze 77.  
kalema 183.  
Kalifornijski prąd 193.  
Kalifornia 17, 101, 215, 254  
Kama 141, 271.  
Kambrjum 273.  
kambrjski okres 75, 77.  
kamienie polne 37.

- Kanada 77, 104.  
 kanał 145.  
 kanały miedzymorskie 84.  
 Kanary 114.  
 Kanaryjski prąd 192.  
 kanelury 126.  
 kangury 91.  
 kanjon 118, 123.  
 Kant 29.  
 Kantabryjskie góry 110.  
 Kanton 18, 258.  
 kaptaż 145, 150, 283.  
 Kar 131, 263.  
 Kara Bugas 279.  
 Karakorum 140, 259, 261, 265.  
 Karibskie morze 176, 191, 193.  
 Karling 130.  
 Karlsbad 140, 141.  
 Karlsbadzkie źródło 142.  
 Karoliny 88.  
 karowe jezioro 131, 164.  
 Karpaty 58, 78, 84, 108, 109, 110, 111, 112, 114, 117, 208, 253.  
 Karpaty spiskie 129.  
 karren 64, 124.  
 kaskady 152.  
 Kaspi 101, 151, 161, 271, 283.  
 Kastylja 251.  
 Kastylskie góry 110.  
 Kaszmir 261.  
 katarakty 63, 152, 153.  
 katastrofy 274.  
 katawotry 125.  
 Kaukaz 58, 110, 246, 265, 283.  
 kazalnice 109, 133.  
 kąt godzinny 7.  
 Kercz 283.  
 Kerguelen 194.  
 Key West 89.  
 kępy 153.  
 Khassia 254.  
 Kielecko - Sandomierskie góry 124.  
 kierunek wiatru 224, 225.  
 Kilimandżaro 261.  
 kipiela morska 66, 94, 183.  
 Kisil Irmak 117.  
 kliff 94.  
 klimat 223, 267.  
 klimat solarny 16, 204.  
 klimatyczna granica śniegu 259.  
 klinowe góry 111.  
 Klint 94.  
 Kluczewska Sopka 107.  
 kłębowy obłok 250.  
 Kłodzka kotlina 116.  
 kociołki 63.  
 kokos 282.  
 kolibry 280, 286.  
 Kolorado 150, 157.  
 kołbanie 163, 164.  
 koło biegunowe 17.  
 koło wierzchołkowe 2.  
 koło wierzchołkowe pierwsze 4.  
 koło zbieżeń 3.  
 kondor 274.  
 konglomeraty 39.  
 Kongo 143, 277.  
 konsekwentne rzeki 156, 157.  
 kontynent 81.  
 kontynentalna rzeka 157.  
 kontynentalne wyspy 85.  
 kontynentalny klimat 267.  
 koń 287.  
 końcowa morena 264.  
 kopalne lodowce 271.  
 Kopernik 24, 25, 27.  
 kopułowate góry 107.  
 kopuły wulkaniczne 55.  
 korale 87, 278, 284, 286.  
 koralowe rafy 129.  
 koralowe wyspy 87, 90.  
 Kordyljery 110, 116, 236, 253, 259, 261, 274.  
 Korea 194.  
 korelacja morfologiczna 71.  
 korazja 133.  
 korrozja 66.  
 Korsyka 85.  
 Koryncka zatoka 216.  
 Korynt 84.  
 koryto 63.  
 korzenie roślinne 61.  
 korzeń płaszczowiny 51.  
 kosmiczne osady mórz 172.  
 kosmografia 1.  
 kotlina 116, 118.  
 kotły żłobu dolinnego 130.  
 kotły olbrzymie 262.  
 Kotor 97.  
 Koziorożec 6.  
 kozy 280.  
 Kraj Przylądkowy 255.  
 krajobraz lodowcowy 129.  
 krajobraz wietrzany 132.  
 Krakatao 55, 114.  
 Kraków 43, 62.  
 kras 47, 84, 124.  
 Kras 246, 277.  
 krasowe jeziora 162, 164.  
 krasowe rzeki 143.  
 krasowe zjawiska 117.  
 krasowy cykl 71.  
 krater 113.  
 kraterowe jeziora 164.  
 krawędź żłobu lodowcowego 131.  
 kreda 40.  
 kredowy okres 75.  
 Kreta 85.  
 kretowiska 288.  
 krokodyle 74, 286.  
 króliki 282.  
 Krümmel 197.  
 krupy 251.  
 Kruszcowe góry 110, 111, 114, 141.  
 kry lodowe na morzu 67.  
 Krym 84, 245, 283.  
 Krynica 141.  
 kryptodepresje 101.  
 krystalizacja 61.  
 krytyczne temperatury roślin 275.  
 krzemionkowe źródła 141.  
 krzywa wodostanu 160.  
 kserofity 276.  
 księżyc 1, 32.  
 księżycowe przypływy 184.  
 kształt atmosfery 199.  
 kształt góry 107.  
 kształt obłoków 250.  
 kształt ziemi 12.  
 Kuango 143.  
 Kuba 191.  
 Kuen-Lun 110.  
 kulistość ziemi, dowody 13.  
 kulminacja 5.  
 kurczenie jądra ziemi VI, 57.  
 Kuroński zalew 97.  
 Kuro-Szio 193, 194, 213, 236.  
 Kurylski prąd 193.  
 kwarc 37.  
 kwas węglowy 200.

L.

- Labialne wybuchy 113  
 Labrador 78.  
 Labradorski prąd 191, 192, 194.  
 Lago Maggiore 109.  
 Lagos 188.  
 laguna 88, 97.  
 La Joya 136.  
 Lakadywy 88.  
 lakkolity 55, 56, 60.  
 lama 286.  
 La Manche 85.

Lamarck 275.  
Landes 97.  
łapieć 64, 124.  
Laplace 29, 33.  
La Plata 192.  
Laponja 21, 215.  
Lapparent VI, VIII, 104.  
lasy 275.  
lasy a odpływ wód 145.  
lateryt 277.  
lawa 45, 75.  
lawiny 259.  
ład 81.  
ład wschodni 82.  
ład zachodni 82.  
ładolody dawne 76—78.  
ładolód 65, 78, 131, 266.  
ładowa półkula 81.  
ładowa woda 137.  
ładowy klimat 267.  
ładowy pierścień 81.  
ładowy wiatr 243.  
łady 34.  
łady dawne 76—78.  
łady stałe 82.  
lecnicze źródła 141.  
Légné 70.  
lejek źródłowy 146.  
lejki krasowe 125.  
lemingi 283.  
leste 245.  
letnia powódź 160.  
leveche 245.  
lew 279.  
Lew 6.  
leżące fałdy 80.  
lido 97.  
liman 97.  
linja brzegowa 91.  
linja przesilenń 10.  
linja równonocy 10.  
linja śnieżna 258.  
linje jednakowej odległości od morza 93.  
Liparyjskie wyspy 86.  
lipcowe izotermy 215, 216.  
lipcowe wiatry i izobary 237, 238.  
listwy skalne 118.  
liście lodowcowe 262.  
litorale 279.  
litoralne osady 172.  
litosfera 34, 81.  
ljany 274.  
Loango 188.  
Lobnor 258.  
Loch-Ness 163.  
Lockyer 271.  
lodowa epoka 78.  
lodowce 68, 260, 272.  
lodowcowa denudacja 65.

lodowcowa erozja 65.  
lodowcowe jeziora 162, 165.  
lodowe góry 266.  
lód gruntowy 219.  
lód lodowcowy 260.  
löss 42, 68, 118, 136, 272, 277.  
lössowa równia 135.  
lössowe jaskinie 129.  
Lofoty 187, 213.  
lokalne wiatry 243.  
Lombardja 69, 154, 155.  
Lombardzka równina 139.  
Londyn 14.  
longitudinalne fale 183.  
Löwel VI.  
Lubelska wyżyna 114.  
Lubelskie 40.  
Lugeon 123.  
Łukczun (depresja) 101.  
Lwów 93, 244.  
Lyell VII, 74, 113.

**L.**

Łaba 143, 151, 159.  
Łabedź 25.  
łachy 149.  
Ładoga 249.  
łagodne wybrzeże 95.  
łańcuch dolin 117.  
łańcuch gór 108.  
łańcuch wysp 85.  
łapa lodowcowa 261.  
łaki 275.  
Łosoś 284.  
łuk dzienny i nocny 3.  
łuki górskie 110.  
łupek gliniany 39.  
łupki krystaliczne 36.  
łupki mikowe 37.  
łupki pierwotne 37.  
Łysa Góra 42.

**M.**

Maar 59, 165.  
maccia 275.  
Mackinder VIII.  
maczugowate skały 66.  
Madagaskar 17, 85, 86, 194, 282.  
Madeira 187, 245.  
Magellhaes 12.  
Magellana cieśnina 90, 96.  
Malacka cieśnina 167.

Malajski archipelag 85, 253, 277.  
Maledywy 88.  
Malstrom 187.  
Malta 85, 287.  
małpy 278, 280.  
Mandżurja 60.  
mangrowe lasy 275, 288.  
Marajo 159.  
margiel 40.  
Marjenbad 140.  
marmity 63, 154, 163.  
marmury 40.  
marobbio 184.  
Maroko 179.  
Martonne 189.  
martwa woda 184.  
Martwe morze 101, 107, 161, 163, 271, 279.  
martwy lodowiec 262.  
Maskareński prąd 194.  
Massaua 219.  
masyw 103.  
matematyczny klimat 268.  
Matoczkin Szar 96, 167.  
Matterhorn 263.  
Maupertius 21.  
Mauritius 241.  
maximum barometryczne 228.  
Mc Gee 58.  
meander 147, 148.  
mechaniczna sedimentacja 67.  
mechaniczne osady 38.  
mechaniczne wietrzenie 61.  
Meksyk 187, 217, 237, 254, 258.  
Meksykańska zatoka 191, 257.  
Mellard Reade VI.  
Messyńska cieśnina 187.  
metamorfizacja 37, 59.  
metamorfizm 75.  
metamorfizm kontaktowy 38, 59.  
Mezopotamja 243.  
mezozoiczna epoka 74, 75, 77.  
mgła 248.  
mgławicowa hipoteza 30.  
Miasto Przylądkowe 249.  
miednica jeziorna 161.  
międzylodnikowe okresy 132.  
międzylodowcowe okresy 272.  
międzymorze 84.  
miedzyszrotnikowy klimat 268.

miękka woda 142.  
 mielizna 155.  
 mielizna nad- i przybrzeż-  
 na 94.  
 mięsożerna fauna 281.  
 mierzeja 94, 95, 97.  
 mika 37.  
 Mikołajewsk 245.  
 mikrogranulity 43.  
 Mina 274.  
 mineralne źródła 60, 142.  
 minerały 36.  
 minimum barometryczne  
 228.  
 Mińsk 165.  
 miocen 273.  
 mioceniśki okres 75  
 miraże 209.  
 Mississippi 102, 116, 144,  
 147, 158.  
 Missouri 140.  
 mistral 246.  
 młodociane formy 70, 71.  
 młyny lodowcowe 262.  
 młyny powietrzne 242.  
 mofety 60.  
 Mohn 195.  
 Mokka 250.  
 monadnok 103, 104.  
 monsun 190, 253, 257.  
 monsun letni 233, 237.  
 monsun zimowy 233, 237.  
 Mont Blanc 223.  
 Morawsko - Czeska wyży-  
 na 112.  
 morenowe jeziora 164.  
 moreny 68, 112, 131, 263.  
 morfogeneza 69.  
 morfografia VIII.  
 morfologia 57, 69, 105.  
 morfologia dolin 115.  
 morfologia jezior 161.  
 morka 160.  
 morski klimat 267.  
 morski wiatr 233, 243.  
 Morskie Oko 131.  
 morza dawne 76, 78.  
 morze 161.  
 Moskity 286.  
 mosty naturalne 94, 130.  
 Mount Everest 107.  
 Moza 120.  
 Mozambicki prąd 194.  
 Mozela 120, 147.  
 Mugodżarskie góry 114.  
 muł 67.  
 muł diatomowy 173.  
 muł globigerynowy 173.  
 muł radiolarjowy 173.  
 Murcja 104.  
 Mure 62.

musson 194.  
 mutony 131.

**N.**

Nachylenie ekliptyki 10, 27,  
 186.  
 nacieki wapienne 125.  
 nadbrzeżne wyspy 85.  
 nadbrzeżny krajobraz 66.  
 Nadbużańska kotlina 105.  
 nadir 2.  
 Nadpadańska nizina 102,  
 244  
 napływisko 153.  
 naremnica 160.  
 Narew 145.  
 Narowy 152.  
 narzutniaki 42, 68, 131.  
 nasłonecznienie 206.  
 następcze rzeki 156, 157.  
 nasunięcie schodkowane  
 49.  
 nasycenie powietrza para  
 247.  
 nasypy rzeczne 153.  
 Neapol 181, 201, 215.  
 Neapolitańska zatoka 118.  
 nebularna hipoteza 30.  
 neck 113, 114.  
 Nehrung 97.  
 nekton 279.  
 neozoiczna epoka 74, 75.  
 Neumayr VI, VII, VIII.  
 neutralne wybrzeże 96.  
 nevados 244.  
 Newa 160.  
 Newton 184.  
 Niagara 129, 152.  
 Nida 40, 127.  
 niecka 116.  
 niecka fałdy 50.  
 niedosyt wilgotności 247.  
 Niedźwiadek 6.  
 niedźwiedź 278, 280, 286.  
 Niemen 147, 158.  
 Niemieckie morze 151, 170.  
 nietoperze 283.  
 nieve penitente 261.  
 niezgodna rzeka 155.  
 niezgodny układ warstw  
 53.  
 Nil 157, 158.  
 Nil Biały 160, 278.  
 nimbus 250.  
 Nipon 87.  
 niwelacja 106.  
 nizina 101.  
 Njassa 114, 118.  
 noc najdłuższa 19.

normalny cykl 71.  
 Normandja 94.  
 Norwegia 93, 130, 192, 219,  
 219.  
 Noteć 145, 151.  
 Nowa Fundlandja 180, 192,  
 194.  
 Nowo-Fundlandzka Jawica  
 194.  
 Nowa Gwinea 85, 86, 193.  
 Nowa Syberja 271.  
 Nowa Szkocja 85.  
 Nowy Świat 82, 281.  
 Nowa Zelandja 77, 81, 85,  
 86, 89, 141, 245, 255, 266.  
 Nowa Ziemia 85, 192.  
 Nubja 135.  
 numulity 74.  
 nunatak 103, 266.  
 nurt 147.  
 nutacja 34.  
 nyże 128.

**O.**

Oaku 89.  
 Oberbeck VI.  
 oberwanie górskie 62.  
 objętość mórz 171.  
 obłoczność 250.  
 obłok gazowy 32, 33.  
 obłoki 248, 249.  
 obnażanie skalnej po-  
 wierzchni 64.  
 obojętne rzeki 156, 157.  
 obojętne wybrzeże 96.  
 obrót ziemi 23, 57.  
 Obruczew 136.  
 obsekwentne rzeki 156.  
 obsiadanie nanosów 100.  
 obsunięcie 48, 49.  
 obszar lądów 83.  
 obwałowanie górskie 110.  
 obród ziemi 19.  
 oceaniczne wyspy 85.  
 oceaniczny klimat 267.  
 oceany 34.  
 Ochocki prąd 194.  
 Ochockie morze 181, 193,  
 194, 245.  
 Ochrida 164.  
 ochronne lasy 146.  
 Odessa 213.  
 odkształcenie 71.  
 odmiał morski 172.  
 odmłodnienie krajobrazu  
 70.  
 odnogi mórz 167.  
 odpluczyska morskie 172.



odpływ 160.  
 odpływowe jeziora 161.  
 odpływowy obszar rzeki 157.  
 odpływy 184.  
 odporność skał 46, 71, 94.  
 Odra 143, 151.  
 odrodzony lodowiec 262.  
 odrostkowe półwyspy 84.  
 odsłoneczny punkt 24.  
 odwietrzny stok 253.  
 odwrócenie temperatury 206.  
 ogniska biogeograficzne 282.  
 ogniska wulkanizmu 59.  
 Ognista ziemia 90.  
 ognistolotny stan ziemi 33.  
 ognistopłynny stan ziemi 33.  
 ogrzanie ziemi 16.  
 ogrzewanie się powietrza 201.  
 Ojcow 118.  
 okno płaszczowiny 51.  
 okągłość ziemi, dowody 13.  
 okresowe rzeki 109.  
 okresowość opadów 256.  
 okresy klimatyczne 271.  
 okresy lodnikowe 132.  
 okresy przypływowo- 187.  
 okresy wybuchów wulkanicznych 76, 78.  
 okresy ziemi 73.  
 okruchowce 39.  
 oligoceński okres 75.  
 oliwne drzewo 285.  
 ombrometr 251.  
 opady 251.  
 Opatów 141.  
 opoka 40.  
 Orawa 117.  
 orbita fali morskiej 181.  
 Oregon 55.  
 organiczne osady 38.  
 organiczne osady mórz 172.  
 organizmy 273.  
 orientacja na niebie 2.  
 orientacja na ziemi 13, 14.  
 orkan 225, 240.  
 orogenetyczne teorie VI.  
 orogeneza 110.  
 orograficzna granica śniegu 259.  
 orograficzne deszcze 253.  
 orografia 57, 69, 100, 105.  
 osadowe skały 36.  
 osady brzegowe morskie 172.  
 osady dna morskiego 172.

osadzanie materiału skalnego 61.  
 ostrowy 153.  
 osuwisko 62.  
 oś światła 3.  
 oświetlenie ziemi 26.  
 otoczaki 39, 67.  
 otwarte jeziora 161.  
 otwarte morza 167.  
 outlier 105.  
 owady 280.  
 Owernja 165.  
 Ozyłja 86, 181.

## P.

Pacyficzny typ brzegów 167.  
 Pad 100, 143, 149.  
 Padirac 126.  
 padoły 115, 116, 124.  
 pagórki 101.  
 paleogen 273.  
 paleogeografia 76, 77, 78, 169.  
 paleoklimatologia 271, 273.  
 paleozoiczna epoka 74, 75, 77.  
 palmy 285.  
 pampas 254.  
 Panamski przesmyk 84, 167.  
 Panna 6.  
 Pantellaria 86.  
 papugi 286.  
 para wodna 59, 200, 246.  
 paraboliczna wydma 136.  
 Paragwaj 17.  
 paralaksa roczna 25.  
 parcie płaszczowinowe 51.  
 Park Narodowy 140.  
 Park Pomników 116.  
 parkowa kraina 102, 275.  
 Paryż 13, 19, 24.  
 parzyste wyspy 85.  
 pas ciszy 230, 233, 234, 237.  
 pas wysokiego ciśnienia Rossa 230.  
 pas zwierzynicowy 5.  
 pasmo gór 110.  
 pasmowaty układ gór 109.  
 passaty 24, 231, 233, 234, 237, 253.  
 pasy termiczne 219.  
 pasy zimnej wody 197.  
 Patagonja 84, 96, 215, 255, 266.  
 Paumotu 88, 193.

Pawła św. wyspa 86, 87.  
 Pawłów 136.  
 Peczora 244.  
 Pejpus 152.  
 pelagos 279.  
 Peloponez 84.  
 Penck VI, 93.  
 penepłain 65, 104.  
 Perekop 84.  
 peresyp 97.  
 perigaeum 10, 25.  
 perihelium 24.  
 perjody ziemi 73.  
 perjodyczne opady 255.  
 perjodyczne wiatry 233.  
 perjodycznie odpływowe jeziora 161.  
 perjodyczność opadów 251.  
 perjodyczność wybuchów wulkanicznych 60.  
 perm 273.  
 permanencja oceanów 169.  
 permski okres 75.  
 Persja 77.  
 Perska zatoka 17, 177, 243.  
 Peru 21, 82, 179, 254.  
 Peruwjański prąd 193, 194.  
 Peschel VIII.  
 petrografia 36.  
 petlica 147.  
 Piahl 115.  
 Piacenza 274.  
 piargi 37.  
 piasek 39, 67.  
 piaskowce 38, 39.  
 Pieczora 160.  
 Pieniny 117, 124, 125.  
 pień lądowy 84, 92.  
 pierścień planetarny 30, 32.  
 pierwotne jaskinie 129.  
 pierwotne rzeki 156.  
 pierwotne wyspy 86.  
 pierwszorzędowa epoka 73.  
 pierzasty obłok 250.  
 pion 2, 3.  
 Piotrogród 160, 215.  
 Piotrowice 41.  
 piramidalne góry 107.  
 piramidy ziemne 115, 116.  
 Pirenejski 77, 109, 110, 111.  
 Pirenejski półwysp 84, 96.  
 piofrosfera 34.  
 Pissa 145.  
 Pitagoras 19.  
 Pitagorejczycy 23.  
 planety 1, 6.  
 planety słoneczne 271.  
 plankton 177, 279.  
 Planorbis 74.  
 „plaster miodu” 133.

- plastyka 57, 69, 100.  
 plastyka dna morza 170.  
 plastyka dolin 115.  
 Plateau 24.  
 playa 134, 164.  
 pliocen 273.  
 plioceński okres 75, 77.  
 plutoniczna teoria 60.  
 plutoniczne skały 75.  
 plujalna epoka 78, 271.  
 pluwiometr 251.  
 płaszczowina 51.  
 płaszczysta południkowa 3.  
 płaszczysta pozioma 2.  
 płaszczysta wierzchołkowa 3.  
 płyty wiecznego śniegu 261.  
 płytkowodna fauna 286  
 pobrzeże 93.  
 pochodne jaskinie 129, 130.  
 pochylone warstwy 48.  
 pochyłe fałdy 50.  
 pochyłość 101.  
 pochyłość dna doliny 151.  
 pochyłość stoków góry 107.  
 początkowe formy 71  
 podbiegunowy klimat 269.  
 Podbale 117, 206.  
 podłużne doliny 109, 117.  
 podłużne grzbiety 109.  
 podłużne wybrzeże 96.  
 podgórski lodowiec 267.  
 podmywanie morskie 66.  
 Podole 43, 102, 105, 112, 118, 125, 127, 147.  
 podstawa geodezyjna 20.  
 podziemna erozja 117.  
 podziemne rzeki 125.  
 podzwrotnikowy klimat 268.  
 pogoda 223, 267.  
 pogórzyste kraje 101.  
 Pojezierze bałtyckie 69, 117.  
 pokłady rud 55.  
 pokłady, tworzenie się 76.  
 pokłady wulkaniczne 54.  
 pokrywa lądowa 266.  
 pokrywa śnieżna 253.  
 pokrywy wulkaniczne 55, 59.  
 pola lodowe 179.  
 polarne lodowce 266.  
 polarny klimat 269.  
 Polesie 226.  
 Polinezja 82, 88, 129.  
 Połaga 112, 175.  
 połoniny 275.  
 południk 3.  
 południk pierwszy 13.  
 południki ziemskie 13.  
 pomiar południków 22.  
 pomiar wysokości 106.  
 pomiar ziemi 19.  
 ponor 125.  
 Poniąskie góry 117.  
 popiół wulkaniczny 55.  
 Poprad 117.  
 poprzeczne doliny 109, 117.  
 poprzeczne fałdy 123.  
 poprzeczne grzbiety 109.  
 poprzeczne wybrzeże 96.  
 porfir 44, 75.  
 pororoka 187.  
 Porto Rico 170.  
 Portugalia 188, 192.  
 pory roku 16, 17, 18.  
 pory roku, ich trwanie 11.  
 porysowanie lodowcowe 264  
 porzeczyna 148.  
 Posidonius 19.  
 postawione warstwy 48.  
 postępowe fale 188.  
 postglacjalne formy 133.  
 poszarpane wybrzeże 92.  
 potoki 143.  
 potop 242.  
 Poulet Scrope 113.  
 powierzchnia równowagi 69.  
 powierzchniowa morena 264.  
 powietrze 199.  
 powłoki czarne 62.  
 powódzie 160.  
 powstanie falmorskich 181.  
 powstanie gór 110.  
 powstanie pokładów soli 175.  
 powstanie wiatru 224.  
 powstanie ziemi 29.  
 poziom astronomiczny 2.  
 poziom erozji 63.  
 poziom fizyczny 2.  
 poziom morza 169.  
 poziom zaskórnicy 138.  
 poziom źródeł 140.  
 pozioma granica opadów śniegowych 257.  
 pozornie bezodpływowe jeziora 161.  
 półjaskinie 129.  
 Północne morze 96, 97.  
 Północno-afrykański prąd 192.  
 północno-atlantyczny ład 77.  
 Północno-niemiecki kanał 84.  
 półwyspy 84.  
 prakryształy 43.  
 Pratt 58.  
 prawierównia 65, 70, 72, 104.  
 Prawiśła 151.  
 prawo Baer'a 145.  
 prawo Buys-Ballota 226.  
 prąd Zwingera 192.  
 Prądnik 40.  
 prądowina 147, 152.  
 prądy 152.  
 prądy denne morza 178.  
 prądy kompensacyjne 196, 197.  
 prądy morskie 67, 179, 189, 190.  
 prądy przybrzeżne 94.  
 prądy przyplływowe 187.  
 prądy rekompensacyjne 195.  
 precesja 26, 27.  
 predyspozycja tektoniczna 120, 123.  
 prerja 275.  
 prędkość ziemi 25.  
 proces 71.  
 profil niwelacyjny 106.  
 progi 102, 104.  
 progi glacialne 131.  
 prognoza meteorologiczna 240.  
 promieniotwórcza siła 57.  
 prosta przesilenie 26.  
 protuberancja 271.  
 Prowancja 133.  
 Prusy Nadreńskie 41.  
 Prypeć 143.  
 przechylone fałdy 50.  
 przeciwpąd 191.  
 Przedarulanía 126.  
 przedglacjalne formy 133.  
 przedmiot geografji fizycznej 35.  
 przegłębienie lodowcowe 131.  
 przekroczenie warstw 53.  
 przelotne ptaki 273.  
 przełęcz 108, 117.  
 przenoszenie materiału skalnego 61.  
 przepiężowanie 121, 123.  
 przepływ wody w rzekach 159.  
 przepływowe źródła 138.  
 przepowiadanie pogody 223.  
 przepuszczalność skał 46.  
 przesilenie letnie (zimowe) słońca 9.

przesmyk 84.  
 przesunięcie 49.  
 przesunięcie łożyska 145.  
 149.  
 przesyyp 97.  
 przetrwałe falowanie 182.  
 przewidywanie pogody 228.  
 przewroty 274.  
 przewrócone warstwy 48.  
 przezroczystość mórz 176.  
 przybrzeżna fauna 279.  
 przydolinki 156.  
 przygniatanie lodowcowe 100.  
 Przylądek Dobrej Nadziei 180.  
 przymorska rzeka 157.  
 przypływy 57, 85, 94, 184.  
 przypływy morskie 67.  
 przypływy skalnej skorupy 188.  
 przyrostkowe półwyspy 84.  
 przysłoneczny punkt 24.  
 przystosowanie się organizmów 276.  
 przystosowanie się rzek 155.  
 przyziemny punkt 10, 25.  
 Psia grotą 201.  
 pumeks 68.  
 punkt odziemny 10.  
 punkt południa 4.  
 punkt północy 4.  
 punkt rosy 248.  
 punkt równonocy 5.  
 Pusta dolina 117.  
 pustynie 162, 272.  
 pustynie żwirowe 68.  
 pustynne jeziora 162.  
 pustynne rzeki 144.  
 pustynne wiatry 245.  
 pustynny cykl 71.  
 pustynny klimat 268.  
 pustynny krajobraz 133.  
 pyłne lawiny 259, 260.

**O.**

Quito 244.

**R.**

Radium 57.  
 rafa koralowa 87.  
 rafa łamowa 87.  
 rafa przybrzeżna 87.  
 rafa skorupowa 89.

Rak 6.  
 Ramsay VI.  
 Reclus IX.  
 redukcja termiczna 210.  
 regulacja 261.  
 regresja 124.  
 Reich 24.  
 rektascenzja gwiazdy 7.  
 relief 71.  
 reliktowe jeziora 163.  
 Ren 118, 120, 121, 150.  
 renifer 278, 286.  
 resaca 184.  
 resekwentne rzeki 156.  
 Reyner VI, 51, 58.  
 rias 96.  
 Richthofen VI, VII, VIII, 136.  
 Rienz 117.  
 Rio de Janeiro 258.  
 Riou Bourdou 154.  
 ripple-mark 112.  
 Ritter VII, VIII.  
 Riviera 207.  
 roches moutonnées 65.  
 roczne izotermy 217, 218.  
 roczne opady 252.  
 Rodan 246  
 Rodos 19.  
 Rohrbach 93.  
 rok 12.  
 Rollawinen 259, 260.  
 Romańskie morze śródziemne 82, 114, 170, 174, 176, 196.  
 Romsdal 130.  
 Roque S. 191.  
 rosa 248.  
 Ross 230.  
 Rossbreiten 179.  
 rowiaste doliny 118.  
 rowki wydymowe 112.  
 rozczłonkowanie ładu 83.  
 rozgałęzienia ładu 83.  
 rozgałęzione wybrzeże 92.  
 rozkład ciśnienia powietrza 223.  
 rozkład jezior 162.  
 rozkład ładu 81.  
 rozkład prądów 190.  
 rozkład wiatrów 228.  
 rozkład opadów atmosferycznych 251.  
 rozkład zachmurzenia 251.  
 rozmiary fali morskiej 182.  
 rozmiary oceanów 168.  
 rozmieszczenie gór na ziemi 110.  
 rozmieszczenie lodowców 264, 272.  
 rozmieszczenie mórz 166.

rozmieszczenie roślin 284, 285.  
 rozmieszczenie wulkanów 114.  
 rozmieszczenie zwierząt 285, 286.  
 rozmieszczenie źródeł 140.  
 rozpuszczalność skał 47.  
 rozwidlenie łańcuchów górskich 110.  
 rozwinięcie linii brzoowej 92.  
 rozwinięcie rzeki 147.  
 rozwinięte formy 71  
 rozwinięte wybrzeże 91.  
 rozwój organizmów 274.  
 rów tektoniczny 49, 50, 77, 111.  
 równia akumulacyjna 67.  
 równia nadbrzeżna 157.  
 równia napływowa 153.  
 równik tektoniczny 83.  
 równik termiczny 214, 217.  
 równik ziemski 3, 13.  
 równikowe opady 255.  
 równikowe prądy 191.  
 równikowe wiatry 230.  
 równikowy klimat 268.  
 równina 101, 102.  
 równina abrazji 103, 104.  
 równina akumulacji 102.  
 równina denudacji 103.  
 równina nadrzeczna 148.  
 równina podmycia morskiego 103.  
 równina pokrycia lodowego 103.  
 równina pokrycia morenowego 103.  
 równina ustrychowania 103.  
 równina usypana 102.  
 równina uwarstwienia 102.  
 równina tektoniczna 102.  
 równina wylewu wulkanicznego 103.  
 równina wypełnienia wietrzanego 103.  
 równina zmycia rzeczno-  
 go 103.  
 równoleżnik niebieski 3.  
 równoleżniki ziemskie 13.  
 równonoc 9.  
 różnorodne rzeki 155.  
 ruch dzienny sklepienia niebieskiego 1.  
 ruch gwiazd 15.  
 ruch lodowca 261.  
 ruch płaszczowinowy 51.  
 ruch słońca 5, 8, 10.

ruch wody zaskórnej 138.  
 ruch ziemi 23.  
 ruchomy lód polarny 180.  
 ruchy gwiazd 8.  
 ruchy wody morskiej 181.  
 rudy 55.  
 Rugja 40, 42, 86, 92.  
 Rundhöcker 65.  
 Russell 137.  
 Rybie jezioro 164.  
 Ryby (zodjak) 6, 28.  
 ryby ładowe 278.  
 rygle lodowcowe 131.  
 rysy lodowcowe 42, 65.  
 rysy wietrzane 60.  
 rzecznolodowcowe pokład-  
 dy 131.  
 rzeczny löss 137.  
 rzeczywisty klimat 268.  
 rzeka ziemna 62.  
 rzeki 143.  
 Rzym 165.

## S.

Sabaudja 132.  
 Sachaliński prad 193.  
 Sahara 108, 112, 157, 170,  
 209, 237, 250, 253, 254,  
 273, 287.  
 Saksonja 41.  
 saliny 142.  
 Salomona wyspy 89.  
 Salzburg 244.  
 Sambja 94.  
 Samum 245.  
 San Francisco 220.  
 sandry 132.  
 Sardynja 85.  
 Sargasso 176, 189, 192.  
 sarna 283.  
 Saska Szwajcarya 38, 114.  
 Saturn 32.  
 sawanny 275.  
 Schichtflur 134.  
 Schneefresser 245.  
 schodkowate stoki 118.  
 schody glacialnej doliny  
 131.  
 scholle 50.  
 Scirrocco pirenejski 245.  
 Scylla 187.  
 sedimentacja 67.  
 Seebär 184.  
 segregowanie materiału 67.  
 seiches 184, 188.  
 seismiczne fale morskie  
 183.

selektywna erozja fal  
 morskich 183.  
 Sekwana 143.  
 Serafszan 264.  
 serir 135.  
 serpentynowanie 148.  
 Sewenny 119, 246.  
 sferoida ziemska 22, 30.  
 Shaler IX.  
 Shannon 124.  
 siarczanne źródła 141.  
 Sieger VI.  
 Siemens VI.  
 Siemiradzki J. IX.  
 Sierra 108.  
 Sierra Nevada 58, 271.  
 siklawy ujściowe 130.  
 siła ciężkości 2, 24.  
 siła wiatru 224, 225.  
 siła wulkaniczna 59.  
 siły morfologiczne we-  
 wnętrzne 57.  
 siły morfologiczne ze-  
 wnętrzne 60.  
 siodło fałdy 50.  
 skala Beauforta 225.  
 Skalda 155.  
 Skaliste góry 271.  
 skały 36.  
 skały, morfologiczny po-  
 dział 46.  
 skamielina 72.  
 skamielina przewodnia 73.  
 skamieniałość 72.  
 Skandynawja 18, 37, 54,  
 77, 78, 96, 103, 104, 154,  
 178, 259, 266.  
 Skandynawska wyżyna  
 267.  
 Skandynawski półwysep  
 17.  
 Skandynawskie góry 254.  
 skiba 49.  
 skibowe góry 111.  
 skiby fałdowe 51.  
 skiby tafłowe 50.  
 skład powietrza 200.  
 skład wody morskiej 173.  
 skorupa ziemi 33.  
 skorupy pustynne 133.  
 skracanie rzek 145.  
 skrajne góry 110.  
 skrajne morza 167.  
 skroplenie pary wodnej  
 247.  
 skrócenie promienia zie-  
 mi 57.  
 skrzepły lód polarny 180.  
 Sławinek 141.  
 słodkie jeziora 161.

słonawe jeziora 162.  
 słone jeziora 161.  
 Słone jezioro 271.  
 słoneczne przyipywy 186.  
 słonie 278, 280.  
 słonorośle 276.  
 słoność morza 67, 174.  
 Słońce 32.  
 słońce, droga, ruch 5, 6.  
 smak wody morskiej 173.  
 Smeroe 56.  
 Snellius Willebrod 20.  
 Soboty 175.  
 Soffioni 140.  
 solanki 141.  
 solarny klimat 268.  
 solfatary 60.  
 solifluction 62.  
 sołonce 161.  
 Somal 84, 197.  
 sople wapienne 125.  
 sól 40, 124.  
 spadające fale 182.  
 spadek 63.  
 spadek zrównoważony 63.  
 splot gór 110.  
 spłaszczenie ziemi 21, 22,  
 24, 30, 33.  
 spłukiwanie 61, 64.  
 spółrzędne gwiazdowe 6.  
 Springflur 185.  
 St. Brienc 70.  
 St. Michel 187.  
 staczające się lawiny 259,  
 260.  
 stadja lodowcowe 133.  
 stadjum morfologiczne 71.  
 stalagmity 125.  
 stalaktyty 125, 127.  
 stałe zmiany klimatyczne  
 271.  
 Staublawinen 259.  
 stanowisko letnie (zimo-  
 we) słońca 9.  
 Stany Zjednoczone 41, 254.  
 starorzecze 149.  
 Stary Świat 82, 281.  
 step 68, 102, 276.  
 stepowe jeziora 162.  
 Stevenson 226.  
 stłoczenie 38.  
 stojące fale 184, 188.  
 stojące fałdy 50.  
 stoki doliny 63.  
 stokowy lodowiec 263.  
 Stołowa góra przyładko-  
 wa 249.  
 stołowe góry 107, 108, 114,  
 133.  
 stoły lodowcowe 264.

stożek napływowy 67, 153, 154  
stożki nasypowe 133.  
stożki wulkaniczne 55, 56.  
stożkowe góry 107.  
Strand 91, 94.  
stratosfera 202.  
stratowulkan 113.  
stratus 250.  
stratygrafia 72.  
strefy gorąca, umiarkowana, zimna 17.  
strefy klimatyczne 16.  
Strichdünen 136.  
stroma wybrzeże 94.  
structure 71.  
struktura tektoniczna, petrograficzna 71.  
strumyki 143.  
struś 280.  
Strzelec 6.  
studnia artezyjska 139  
studnia krasowa 128.  
Sturzsee 182  
styczeniowe izobary i wiatry 234, 235.  
styczeniowe izotermie 211.  
subsekwentne rzeki 156.  
suchy klimat 267.  
Sudan 284.  
Sudan Wysoki 253.  
Sudety 78, 111.  
Sues 84, 248.  
Sueski przesmyk 167.  
Suess V, VI, 52, 57, 77, 111, 113, 141.  
Sumatra 81, 283.  
Sund 196.  
Sunda 77, 114, 170.  
Supan VI, VII, 219, 252, 256.  
swobodne prądy 198.  
Syberja 17, 77, 78, 192, 206, 217, 228, 236, 247, 255, 266, 278  
Sycylja 180, 184, 287.  
Sydney 95.  
sylur 273.  
sylurski okres 75, 77.  
synkлинаlna dolina 69, 117.  
synkлинаlny grzbiec 69.  
synkлинаlny układ 51.  
synkliny transwersalne 123.  
synoptyczna meteorologia 240.  
synoptyczne mapy 223.  
systemat dolin 117.  
systemat gór 108, 110.  
systemat rzeczny 143.

systemy form morfologicznych 72.  
szakal 279.  
szarak 279.  
szarańcza 280, 283.  
Szat-el-Arab 145.  
Szczawnica 141.  
szczawy 60.  
szczawowe źródła 141.  
szczątkowa fauna 287.  
szczątkowe jezioro 165.  
Szczecińska zatoka 151.  
szczelinowe źródła 138.  
szczeliny lodowcowe 131.  
szczyt, forma 108.  
szelf 170.  
szerokość astronomiczna 8.  
szerokość geocentryczna 21, 22.  
szerokość geograficzna 13.  
Szkojca 78.  
szlify lodowcowe 65.  
Szoty 101.  
szpary lodowcowe 262.  
Szpicberg 85, 180, 192, 267.  
szramy lodowcowe 42, 264.  
szron 247.  
Sztokholm 181.  
Szumawa 115.  
Szwajcaria 263.  
Szwajcarskie Alpy 52.  
szyja meandru 148.  
szyja wulkaniczna 113, 114.  
Szymbark 62.  
szypoty 152.

### Ś.

Ścięcie meandru 148.  
ścięcie przylądków 95.  
Śląsk 45.  
Śleszyńskie jezioro 166.  
ślimak 284.  
Śniadecki V.  
Śniardwy 145.  
śnieg 251, 257, 258.  
średni bieg rzeki 154.  
średnia głębokość oceanów 171.  
średnia odległość od brzegu 93.  
średnia wysokość 107.  
środkowe moreny 68, 263.  
śródlodowcowa morena 68, 264  
śródziemne morza, temperatura 179.  
Śródziemne morze 58, 59, 167, 257.  
śródziemnomorski klimat 269.

świadki denudacyjne 105.  
Swiaga 143.  
świecenie morza 177.  
Świeży zalew 97.

### T.

Tahiti 186.  
tajfun 241.  
tajga 285.  
Tamiza 159.  
tamowe jeziora 163, 165.  
Tampico 258.  
Tanganika 118, 163.  
tarcze piaszczyste 135.  
Tarim 258.  
Tasmanja 82, 86.  
Tatarska cieśnina 167.  
Tatry 37, 42, 43, 103, 117, 120, 121, 127, 131, 140, 164, 245, 271.  
Taurus 208.  
tektoniczne doliny 118.  
tektoniczne góry 111.  
tektoniczne jeziora 162, 163.  
tektoniczne terasy 104.  
tektonika 47, 57, 69, 100.  
temperatura a konfiguracja dna morskiego 179.  
temperatura dnia 16.  
temperatura morza 177.  
temperatura powietrza 201  
temperatura wnętrza ziemi 34.  
temperatura, zmiany 61.  
temperatura źródeł 139.  
Teneryfa 107, 231.  
teoretyczne przypływy 186.  
teorja ewolucji 74.  
teorja katastrof 74  
teorja kurczenia 57.  
teorja prądów morskich 194.  
teorja usypania wulkanów 113.  
teorja wulkanicznego podniesienia gór 113.  
terasa nadbrzeżna 94.  
terasy 67, 104.  
terasy nadbrzeżne wydźwignięte 98, 99.  
terasy podmycia 105.  
terasy rzeczne 119.  
terasy zwietrzenia 119.  
Terek 159.  
termiczna teorja górotwórcza 58.

terminanta erozyjna 63.  
termity 286, 288.  
termometryczny pomiar  
wysokości 107.  
termy 60, 140.  
terra rossa 127, 277.  
terricol 279.  
Tessalja 116.  
Teterów 143.  
tetraedr ziemski 82.  
texture 71.  
Thetys 77.  
Thomson 33, 34  
Tian Szan 58, 62, 101, 110,  
265  
Tibesti 253.  
tidy 184.  
tlen 200.  
Tokaj 44.  
torf 41.  
torfowiska 76, 166, 275.  
tornados 243.  
torosy 180.  
Toskana 141.  
trachit 44, 75.  
transgresja 53, 77, 168.  
translacja lodu 262.  
transport 61, 67.  
transport przez góry lo-  
dowe 67.  
transwersalne fale 183.  
trawożerna fauna 280.  
trąba morska 242.  
trąba piaszczysta 242.  
trąby powietrzne 209.  
Treibeis 1-0.  
triangulacja 20, 105.  
trias 273.  
triasowy okres 75.  
Trjest 266.  
Troihätta 153.  
tropofity 276.  
troposfera 202.  
trójkańciste skały 42.  
trylobit 73.  
trzeciorzędowa epoka 74,  
75, 77.  
trzęsawisko 166.  
trzęsienia wulkaniczne 60.  
trzęsienia ziemi 58.  
trzęsienia ziemi zapado-  
we 64.  
trzonowe góry 109.  
tuf 55, 141.  
tuf wapienny 129.  
tundry 285.  
Turan 209, 217.  
Turyński Las 111.  
twarda woda 142.  
Tygrys 283.

typy klimatyczne 222.  
Tyrol 40.

## U.

Ubaye 154.  
ubóstwo biogeograficzne  
91.  
ucios brzegowy 94.  
ujście rzek 143, 156.  
układ skał 47.  
układ skał wybuchowych  
54.  
Ukraina 117.  
ukształtowanie pionowe  
lądu 100.  
ukształtowanie pionowe  
morza 169.  
ukształtowanie poziome  
lądu 81.  
ulane wulkany 59, 113.  
ulatnianie wody 247.  
ułożenie skał osadowych  
48.  
umiarkowany klimat 267.  
upłazy 102.  
Ural 110, 111.  
uralska geosynklina 77.  
urozmaicone wybrzeże 91.  
usamodzielnienie dopły-  
wów 145.  
uskok 48.  
uskok dwustronny 49.  
uskok pionowy 49.  
uskok poziomy 49.  
uskok współśrodkowy 49.  
uskokowe doliny 118.  
uskokowe góry 111.  
uskokowe progi 104.  
Ust-Urt 115, 151.  
usypane wulkany 59, 113.  
usypiska 37.  
utlenienie mórz 175.  
uwarstwienie 38.  
uwłosienie 278.

## V.

Valentia 188.  
Vimereux 66.

## W.

Wachlarzowe fałdy 51.  
wachlarzowy grzbiet 69.  
wadi 78, 135, 159.

Wadi Allaki 135.  
wadozowa woda 140.  
Wag 117.  
Waga 6.  
Wagner VII.  
wabadło sekundowe 24.  
wahania klimatyczne 270.  
wahania lodowcowe 267.  
Wahnschaffe 136.  
Walencja 104.  
walka o byt 275.  
Walther VI.  
wał brzegowy 95.  
wały nadbrzeżne 94.  
wanny jeziorne 161.  
wapienie 40, 67, 118, 124.  
wapienne źródła 142.  
warstwowe skały 36.  
warstwowe źródła 139.  
warstwowy obłok 250.  
Warszawa 15, 22, 151, 213,  
266.  
wart 147.  
Warta 41, 166.  
warzelnie soli 141.  
Waszyngton 13.  
Weinfelder Maar 59.  
Wenecja 97.  
Wenezuela 58, 249.  
Werchojańsk 214, 220.  
werteb 64, 118, 125, 126.  
wertykał pierwszy 4.  
Wetter 163.  
wewnętrzna rzeka 157.  
wewnętrzna strona gór  
fałdowych 111.  
Wezera 159.  
wędrowne minima 239.  
wędrówki bierne organi-  
zmów 282.  
wędrówki czynne zwie-  
rząt 282.  
wędrówki organizmów 281.  
wędrówki z człowiekiem  
283.  
węgiel 40.  
Węgierska nizina 109.  
węglowy okres 74, 75, 77.  
węgorz 284.  
Węgry 102.  
węże 278.  
węzownica 147, 148, 151.  
Whewell 188.  
wiatr a roślinność 277.  
wiatry 224.  
widnokrag 2.  
Widobaren 56.  
wieczny śnieg 258.  
Wiedeń 214.  
wiekowe wahania klima-  
tyczne 271.

wielbłąd jednogarny 286.  
 wielbłądy 278, 287.  
 Wieliczka 40, 175.  
 Wielki ocean 114, 167,  
 168, 170, 188, 190, 193,  
 194, 213, 236.  
 wielocykliczny krajobraz  
 70.  
 wierzchnie moreny 68.  
 wietrzana denudacja 66.  
 wietrzana erozja 66.  
 wietrzany krajobraz 133.  
 wietrzyenie 61.  
 wiewiórki 283.  
 Wiktorja 255.  
 wilcze jamy 125.  
 wilgoć 61.  
 wilgotność bezwzględna,  
 względna 246, 247.  
 wilgotność powietrza 246.  
 wilgotny klimat 267.  
 wiosenna powódź 160.  
 wirgacja 110.  
 wiry rzeczne 63.  
 Wisła 41, 110, 117, 143,  
 145, 147, 151, 158, 160.  
 wiszące ujścia 95, 130,  
 131.  
 Witkowski A. IX.  
 wewnętrzna morena 264  
 woda 137.  
 woda jezior 161.  
 woda morska 166.  
 woda zaskórna 138.  
 wodna półkula 81.  
 Wodnik 6.  
 wodny pierścień około-  
 ziemny 81.  
 wodospad 63, 130, 152, 153.  
 wodostany 159.  
 wodostany jezior 162.  
 wodór 200.  
 wody płynące 35.  
 wody stojące 35.  
 Wogezy 118, 121.  
 Wojejkow VI.  
 Wołga 147, 271.  
 Wołyń 43, 44.  
 wół 287.  
 wpływ termiczny gruntu  
 209.  
 wpływ termiczny morza  
 208.  
 wpływ wzniesienia na  
 temperatury powietrza  
 205.  
 wróble 279.  
 Wschodnie Karpaty 141.  
 Wschodnio-afrykański rów  
 114.

wschód 4.  
 współczynnik odpływu  
 160.  
 wstępujące wiatry 230.  
 wstępujący prąd powie-  
 trza 225.  
 wszechocean 166.  
 wtórne fałdy 51.  
 wtórne rzeki 156, 157.  
 wtórne wybuchy 114.  
 wulkaniczne jeziora 162,  
 164.  
 wulkaniczne osady mórz  
 172.  
 wulkaniczne wyspy 86.  
 wulkanizm V, 59.  
 wulkany 112.  
 wybrzeże 91, 93.  
 wybuch gejzera 142.  
 wybuch wulkaniczny 59,  
 112.  
 wybuchowe fale 184.  
 wybuchowe skały 36, 43.  
 wydłużanie się rzek 145.  
 wydmowe jeziora 164.  
 wydmy 68, 76, 112, 135.  
 wydmy nadbrzeżne 95, 97.  
 wygasanie jezior 166, 288.  
 wygasłe wulkany 60.  
 wylewne skały 36.  
 wylewy 159.  
 wyłom 117.  
 wyłom przypiływowy 121.  
 wyłomowa dolina 117.  
 wymuszone prądy 197.  
 wyrwy 39, 146.  
 wysokość 101.  
 wysokość atmosfery 199.  
 wysokość gór absolutna  
 105.  
 wysokość gwiazdy 6.  
 wysokość linii śnieżnej 258.  
 wyspy 85.  
 wyspy, flora i fauna 90.  
 wyspy, rozmiary 85.  
 wywierzyśka 125.  
 wyżary 165.  
 wyżłabianie 61.  
 wyżyna 101.  
 wyżynowy klimat 270.  
 wznoszące się prądy mo-  
 rza 179.  
 wznoszenie proste 7.  
 wzrost roślin 275.

## Y.

Yukatan 191.

## Z.

Zabrzeże 92.  
 zabrzenny wiatr 233, 243.  
 zaburzenie tektoniczne 48.  
 zachmurzenie 248, 249,  
 250.  
 Zachodnio-australski prąd  
 194.  
 Zachodnio-grenlandzki  
 prąd 192.  
 Zachodnio-indyjski cyklon  
 241.  
 zachód 4.  
 zagłębła oceaniczne 116.  
 zagłębła śródlądowe 116.  
 zakola 147.  
 zalew 97.  
 załom spadku 63.  
 zamarzanie morza 179.  
 zamierające formy 71.  
 zamknięte jeziora 161.  
 zamknięte morza 167.  
 zamulenie zatok 95.  
 zanik form glacialnych 133.  
 zapadliny 117.  
 zapadnięcie 50.  
 zapadowe doliny 118.  
 zapory biogeograficzne 283.  
 zarodek wulkanu 59.  
 zasada Stevensona 226.  
 zasiąg gór lodowych 180.  
 zaskórna woda 138.  
 zatoczki 74.  
 Zatoka Peczyli 181  
 Zatoka św. Wawrzyńca  
 194.  
 zatoki 92, 167.  
 Zatokowy prąd 88, 191.  
 zatopienie rzeki 145.  
 zator lodowy 160.  
 zawiesina 159.  
 zbiornik lodowcowy 263.  
 zbiorowiska roślinne 275.  
 zboczenie gwiazdy 7.  
 zboczenie wiatrów 226,  
 227.  
 zdobywcze rzeki 156.  
 zdziczenie rzek 145.  
 zegar gwiazdowy 5.  
 zegar sekundowy 24.  
 zegar średni, słoneczny 12.  
 zenit 2, 4.  
 zenitalne opady 255.  
 zestrychowanie 66.  
 ześlizgiwanie się warstw  
 58.  
 ześlizgnięcie płaszczowi-  
 nowe 51.  
 ześlizgujące się lawiny  
 259, 260.

Zeugenberg 105.  
 zewnętrzna strona gór fałdowych 112.  
 zewnętrzne rzeki 157.  
 zgodna rzeka 155.  
 zgodny układ warstw 52.  
 zgrzybiałe formy 70. 71.  
 Zielony Przylądek 188.  
 Ziemia Franciszka Józefa 180, 267.  
 zima 269.  
 zimny klimat 267.  
 zimowe deszcze 255.  
 zlepieniec 38, 39.  
 zlewisko oceanów 168  
 zlodowacenia dawne 78.  
 zmiana linii brzegowej 159.  
 zmiana negatywna linii brzegowej 98.  
 zmiana pozytywna linii brzegowej 98.  
 zmiany pogody 239  
 zmiany poziomu VI, 53, 57, 77, 98.

zmienność klimatu 270.  
 Zmutt 263.  
 zmywanie 64.  
 znak ekliptyki 6.  
 Zodjak 5, 6.  
 zoogeografia 278.  
 Zöppritz 34, 196.  
 zrutka 160.  
 zstępcze rzeki 156, 157.  
 zstępujące wiatry 230.  
 zstępujący prąd powietrza 225.  
 Zuider 95.  
 Zwierzyniec niebieski 6  
 zwietrzelina 62.  
 zwiewanie 66.  
 zwory 159.  
 zwrotne rzeki 156, 157.  
 zwrotnik Kozioroźca 10.  
 zwrotnik Raka 9.  
 zwrotniki ziemskie 17.  
 zwrotnikowe deszcze 257.  
 zwrotnikowe opady 255.

Ż

Źródła 138, 139.  
 źródła ciepła 201.  
 źródła rzeki 145.  
 źródło Kadłubka 141.

Ż.

Żelaziste źródła 142.  
 Żelazna Brama 160.  
 żłobki krasowe 124  
 żłobki wapienne 64, 126.  
 żłób lodowcowy 130, 132, 263.  
 Żółte morze 187, 214.  
 żuk kolorado 280.  
 Żuławy 155.  
 żwir 39, 67.  
 żwirowa pustynia 135.  
 żyła wodna 36.  
 żyły rud 55.  
 żyły wulkaniczne 54.

22504









22835

+ 1 sat.