

II. — COMUNICAZIONI E RELAZIONI

Terminologia e nomenclatura delle forme del rilievo sottomarino.

Nota del socio comandante G. RONCAGLI

Il sesto Congresso Geografico Internazionale (Berlino 1899) affidò ad un Comitato speciale l'incarico di preparare una nomenclatura delle principali forme del rilievo sottomarino ed una terminologia internazionale per le medesime.

Nel Comitato erano rappresentate la Germania, la Gran Bretagna, la Francia, la Svezia e la Norvegia. Radunatosi per la prima volta a Wiesbaden il 15 e 16 aprile 1903, sotto la Presidenza di S. A. S. il Principe di Monaco, dette incarico ai membri germanici di formulare le definizioni e di proporre i termini da usarsi per le principali forme di rilievo sottomarino, comunicando poi tali proposte agli altri membri. Il Comitato avrebbe in seguito deliberato sulle voci equivalenti nelle lingue francese ed inglese.

La terminologia fu preparata dal prof. A. Supan; il dott. H. R. Mill e il prof. Thoulet proposero rispettivamente gli equivalenti inglesi e francesi.

Per non essere l'Italia stata rappresentata nel Comitato, è mancata ai geografi italiani la possibilità d'una discussione efficace delle definizioni; ma poichè la pubblicazione di queste e della terminologia fu accompagnata da un invito ai geografi, in generale, affinchè esprimessero il loro parere sulla proprietà delle voci usate, noi, aderendovi, diamo qui le voci italiane che sembrano preferibili, come equivalenti di quelle già proposte per le tre lingue anzidette; e rimandiamo a note speciali alcune osservazioni in merito così alla proprietà di taluno dei vocaboli scelti, come al significato preciso delle definizioni morfologiche proposte dal Comitato.

FORME MAGGIORI.

Quelle che per la loro estensione devono considerarsi come elementi dell'ossatura principale del suolo sub-oceanico.

1° — ZOCCOLO (Fr. *Socle ou plateau continental*; Ingl. *Shelf*, Ted. *Schelf*). È quella zona marginale per la quale, in molti luoghi, il suolo sottomarino si connette con la terra emersa, sul limite dell'immersione permanente, e si protende, con declivio dolce, sensibilmente uniforme in generale, sino alla profondità di 200 metri, precipitando poi, con pendenze molto forti, a profondità. Lo zoccolo è la sola forma di coronamento costiero che abbia un'importanza sua propria.

2° — DEPRESSIONE (Fr. *Dépression*, Ingl. *Depression*, Ted. *Vertiefung*). È un vasto sprofondamento del suolo sottomarino, circondato da ogni lato da sollevamenti. In questa categoria si comprendono le seguenti forme speciali:

a) BACINO * (Fr. *Bassin*, Ingl. *Basin*, Ted. *Becken*), estesa infossatura del letto sub-oceanico, con declivio che degrada in modo sensibilmente uniforme o con anomalie di poca entità; di configurazione press'a poco ellittica, con differenza poco notevole tra le due dimensioni orizzontali estreme. Es. il Bacino Barker a S.O. dell'America Meridionale; il Bacino Thomson fra l'Australia e la Nuova Zelanda; il Bacino di Ochotsk.

b) VALLONE * (Fr. *Vallée*, Ingl. *Trough*, Ted. *Mulde*), vasta infossatura notevolmente allungata, il cui asse può essere anche curvilineo e con declivio dolce (1). Es., i due Bacini Atlantici Orientale e Occidentale, separati dalla lunga platea a forma di S che termina a N. con la platea Dolphin e a S. con quella Challenger. Se interrotto da elevazioni trasversali, un vallone può essere costituito da una serie di bacini.

c) BURRONE * (Fr. *Ravin*, Ingl. *Trench*, Ted. *Graben*). Anche questa è una depressione allungata, ma relativamente ristretta, con falde

(*) I vocaboli distinti con *asterisco* sono anche adoperati per designare forme di terre emerse. Per allontanare ogni possibilità di equivoco, è consigliabile far seguire l'aggettivo qualificativo « sottomarino » o l'altro « sommerso », sempre che l'andamento del discorso non lo renda superfluo.

(1) La voce « vallone » non è da confondersi con quella di « vallona », usata da alcuni geografi italiani per designare un tipo di canale costiero comune lungo i lidi della Dalmazia.

a picco o quasi, delle quali la più continentale è più elevata dell'altra più foranea. I burroni costituiscono i margini di bacini dissimetrici, e giacciono accanto alla linea di costa continentale o presso catene d'isole. Solo il burrone Caiman si distende fra isole; ma, anche nel suo caso, le falde sono di altezze disuguali. A rigore, il burrone non è che una forma secondaria di grande depressione del suolo sub-oceanico; ma per la sua considerevole lunghezza, la sua profondità, e la sua importanza genetica, può bene essere distinto come una delle forme principali.

L'estensione di un vallone o di un bacino che penetri entro la terra o entro un'elevazione del suolo sottomarino, con profondità sia uniforme sia gradualmente decrescente, ovvero anche limitato da una parte dalla terra e dall'altra da un'elevazione sottomarina, può essere:

a) Ingolfamento * (Fr. *Golfe*, Ingl. *Embayment*, Ted. *Bucht*), se ampio, e di forma rotonda o triangolare. Es., l'ingolfamento Australiano Orientale, costituito in massima parte dal bacino Carpenter.

β) Canalone * (Fr. *Chenal*, Ingl. *Gully*, Ted. *Rinne*), se è lungo ed angusto. Es., il canalone tra le Färoër e le Shetland, e quello di Norvegia che segue ad Ovest la costa scandinava da circa 63° di lat. N. sino allo Skagerrack.

3° — ELEVAZIONE (Fr. *Élévation*, Ingl. *Elevation*, Ted. *Erhebung*). È un sollevamento del letto oceanico, interamente circondato da depressioni, ovvero in prolungamento del coronamento costiero. Le più notevoli forme di elevazione sono:

a) Soglia (Fr. *Seuil*, Ingl. *Rise*, Ted. *Schwelle*), elevazione che s'inalza gradatamente sotto un angolo di appena qualche minuto d'arco, sia essa ampia o ristretta, e senza riguardo all'entità del suo sviluppo verticale (1). Per la sua forma piatta, la soglia ha soltanto un'importanza secondaria; ma possiede a tal punto le fattezze principali del rilievo suboceanico che, se il fondo dei mari rimanesse all'asciutto, essa assumerebbe carattere e funzione di dislivello.

b) Cresta (Fr. *Crête*, Ingl. *Ridge*, Ted. *Rücken*), elevazione relativamente ristretta che si distingue per l'inclinazione, assai vicina

(1) Questa definizione ci sembra fatta in termini che affettano una precisione più apparente che reale. Stabilire quale sia l'inclinazione d'una soglia, anche di estensione moderata, con l'approssimazione di qualche minuto d'arco non sembra operazione che possa giungere ad un significato pratico. L'approssimazione con la quale si ottengono le misure verticali (scandagli) non può consentire l'apprezzamento del minuto d'arco, nel dedurne l'inclinazione del fondo del mare.

alla verticale, sotto la quale sorge. Essa è perciò più ristretta di una soglia e la distinzione è particolarmente chiara, quando la soglia assume il carattere di cresta. Es., la cresta atlantica equatoriale. La categoria delle creste comprende tanto forme maggiori quanto minori.

c) **Pianoro** (Fr. *Plateau*, Ingl. *Plateau*, Ted. *Plateau*), elevazione molto estesa, pianeggiante, e con margini a picco o quasi, la cui lunghezza non differisce di molto dalla larghezza. Un pianoro può sorgere da depressioni del suolo sottomarino o da una soglia. Es., il pianoro delle Isole Azorre.

4° — **Fossa** (Fr. *Fosse*, Ingl. *Deep*, Ted. *Tief*). E la parte più profonda di una depressione. Es., la fossa Nero.

Culmine (Fr. *Haut*, Ingl. *Height*, Ted. *Höh*). È similmente la parte più elevata d'una soglia, d'una cresta, o d'una platea, quando non appartenga alla base di un'isola o non sia da classificarsi tra le forme minori. Es., il Culmine della Valdivia nella cresta Walfisch.

FORME MINORI.

Quelle di minore estensione, ma nettamente distinte dalle altre che le circondano per la ripidezza del declivio delle loro falde. Esse comprendono:

1° — ELEVAZIONI:

a) Elevazioni allungate, generalmente a superficie irregolare, le quali si manifestano con brusche mutazioni della profondità. Sono, in proporzioni minori, delle vere creste.

b) Elevazioni isolate o montagne sottomarine, particolarmente:

α) **Cupola** (Fr. *Dôme*, Ingl. *Dome*, Ted. *Kuppe*), elevazione che copre un'area limitata, ma che s'inalza, con pendio molto ripido, sino a più di 200 metri dalla superficie.

β) **Banco** (Fr. *Banc*, Ingl. *Bank*, Ted. *Bank*), elevazione che s'inalza sino a 200 metri dalla superficie ed anche meno, ma non a meno di 11 metri.

γ) **Secca** (Fr. *Haut fond*, Ingl. *Shoal*, Ted. *Grund*), e **Sco- gliera** (Fr. *Récif*, Ingl. *Reef*, Ted. *Riff*), elevazioni che s'innalzano sino a meno di 11 metri dalla superficie e costituiscono così un pericolo per la navigazione. Es., scogliera Paracels, secca Adler.

2° — DEPRESSIONI:

a) Caldeira * (Fr. *Caldeira*, Ingl. *Caldron*, Ted. *Kessel*), una depressione relativamente piccola, con pareti più o meno ripide. Es., la Caldeira Monaco presso le isole Azorre, e quella Gray nel Pacifico sul 10° parallelo N., fra il 120° e il 130° di long. E. Gr.

b) Solco (1) (Fr. *Sillon*, Ingl. *Furrow*, Ted. *Furche*), una cavità del suolo sottomarino in vicinanza del lido, che ha forma allungata di valle o canale, e direzione più o meno normale all'andamento della linea di costa. Es. I solchi dell'Indo e del Gange.

Sulle cause delle correnti marine.

Nota del socio dott. ROBERTO ALMAGIA

L'indagine della causa che muove le correnti marine esercitò seriamente le menti degli scienziati da tempi assai lontani, certamente fin da quando, dopo le grandi navigazioni del secolo XVI, furono riconosciuti i lineamenti generali della circolazione oceanica; ma nello studio di questo, come di altri complessi e difficili problemi, si osserva che, forse per una tendenza semplificatrice ed unificatrice della mente umana, i dotti partirono quasi sempre dall'ipotesi che la causa prima da rintracciarsi fosse unica. Anche in tempi a noi vicini, sebbene si riconoscesse universalmente che parecchi fattori di ordine diverso erano capaci di originare correnti in seno all'oceano, s'inclinò pur sempre ad attribuire almeno la circolazione oceanica principale all'azione prevalente di una causa sola: e questa fu, secondo le varie opinioni, o l'influsso di corpi celesti, o la differenza di densità tra le varie parti dell'oceano, o infine l'azione dei venti. E da quando lo Zöppritz era

(1) La parola « solco » e le sue corrispondenti straniere hanno, nel linguaggio comune, il significato generico di cavità allungata ed angusta; questa terminologia viene a limitarne l'uso per indicare un tipo assai peculiare ed importante (dal punto di vista genetico) di depressioni dovute ad antica sommersione del litorale.

riuscito a dimostrare analiticamente che le correnti atmosferiche possono comunicare movimenti permanenti in una data direzione alle masse d'acqua sottoposte, non solo limitatamente agli strati superficiali — come prima si era inclinati a ritenere — ma anche fino a qualunque profondità, l'ultima delle suddette cause, ossia l'azione dei venti continui o predominanti, sembrava avere definitivamente conquistato il favore della scienza, talchè la questione dell'origine prima e principale delle grandi correnti appariva fino a ieri alla grande maggioranza dei dotti come risolta.

Nella sua memoria, apparsa nel 1878 (1), lo Zöppritz, partendo dall'ipotesi di una massa d'acqua perfettamente calma ed illimitata, era giunto a questi risultati. Allorchè lo strato acqueo superficiale è, da un vento soffiante al disopra di esso in maniera continua e sempre nella stessa direzione, messo in moto nel suo piano con una data velocità e direzione, anche lo strato immediatamente sottoposto riceve, in virtù della coesione molecolare, un impulso a muoversi nella stessa direzione con una velocità minore, ma che tende ad avvicinarsi sempre più a quella del primo strato, se la causa impellente perdura invariata. Alla stessa guisa l'impulso si propaga a poco a poco al terzo strato, poi al quarto e così via via fino al fondo. In una massa d'acqua di profondità infinita, occorre naturalmente un tempo infinito perchè si stabilisca una condizione stazionaria in cui, essendo la velocità dello strato acqueo superficiale divenuta uguale a quella dell'aria, negli strati inferiori essa diminuisce proporzionatamente alla profondità. Se la profondità è finita, anche il tempo è finito, ma sempre lunghissimo: in una massa profonda 400 metri, la condizione stazionaria sarebbe raggiunta in circa 200,000 anni; uno strato di 100 metri di profondità raggiungerebbe in 41 anni un decimo e in 239 anni la metà della velocità superficiale, sempre nell'ipotesi che la causa prima del movimento, il vento, permanesse costante in velocità e in direzione.

Ora, in realtà, nè la velocità, nè la direzione del vento sono costanti; peraltro le variazioni si propagano soltanto con straordinaria lentezza in profondità, quelle momentanee interessano solo la cotica superficiale dell'oceano. *Gli strati profondi invece, rimanendo*

(1) La memoria originale dello ZÖPPRITZ, *Zur Theorie der Meeresströmungen*, è negli « Annalen der Physik » (1878, vol. III), ma essa può vedersi riassunta in tutte le più usuali opere di oceanologia, come quelle di Krümmel, del Thoulet e dello Schott, o di geofisica, come quelle del Günther e del Supan.

estranei alle perturbazioni rapide, assumeranno, coll'andar del tempo, un movimento nella direzione dei venti predominanti, e la loro velocità dipenderà dalla media velocità in superficie. In altre parole, le grandi correnti oceaniche attuali sono un prodotto dei venti *predominanti* che da millenni soffiano nelle varie parti dell'oceano.

Tali, in succinto, le conclusioni dello Zöppritz, le quali, convalidate tra l'altro anche da alcune ben riuscite esperienze di Otto Krümmel (1), venivano accolte in tutti, fino ai recentissimi trattati di oceanologia (2); la teoria su di esse fondata, denominata dagli oceanologi tedeschi *Trifttheorie* (propriamente: teoria delle *derive*), sembrava, come dicemmo, godere ormai il favore unanime e duraturo degli scienziati.

Oggi il dott. Fridtjof Nansen, riassumendo in un breve e denso articolo nelle *Petermanns Mitteilungen* di Gotha (3) il contenuto di alcune sue letture fatte all'Università di Cristiania, avanza serie obiezioni alle conclusioni dello Zöppritz, mettendo in luce gli errori a cui questi fu condotto dalla negligenza di taluni elementi nel calcolo, e, con argomenti ponderosi e vedute originali, convalida una propria teoria, la quale, pur lasciando larga parte all'azione del vento e di altri fattori, vede la causa prima delle grandi correnti oceaniche nelle differenze di densità. Non ci sembra perciò inopportuno esporre i capisaldi di questa nuova dottrina.

*
**

Considerando il problema dal punto di vista più generale, il Nansen addita come possibili produttrici di correnti oceaniche tre fonti di energia: 1° il calore proprio della terra; 2° l'attrazione dei corpi celesti, principalmente della luna; 3° la radiazione calorifica del sole. Quest'ultima fonte è, senza dubbio, la più importante per l'attuale circolazione oceanica.

(1) KRÜMMEL, *Oceanographic*. (Stuttgart, 1887), II, pag. 355 e segg.

(2) Osservo peraltro che nel recente trattato di Oceanologia del THOULET (*L'Océan, ses lois et ses problèmes*, Paris, 1904) si fa un notevole posto, accanto all'azione del vento, anche a quella di altri fattori, come le differenze di densità. Cf. a pag. 362 e seguenti.

(3) NANSEN DR. FRIDTJOF, *Die Ursachen der Meeresströmungen*, « Peterm. Mitteil. », 1905; fascicoli I, II, III.

I. Il calore che proviene al mare dal nucleo interno più caldo del nostro pianeta è trascurabilmente piccolo in confronto di quello irradiato dal sole; forse è capace di elevare uno strato d'acqua di fondo spesso 100 metri, di un centesimo di centigrado in un anno. Il movimento che ne può risultare in seno all'acqua è perciò straordinariamente lento, ma tuttavia può avere forse una certa importanza per impedire la stagnazione degli strati di acqua profondi, che sono anche i più densi, e per mantenere la vita organica abissale, che in un'acqua perfettamente stagnante diverrebbe in breve tempo impossibile.

II. Gli astronomi ammettono, come è noto, che il movimento di flusso e riflusso oceanico, originato dall'attrazione lunisolare, si vada nel corso dei tempi a poco a poco ritardando per la resistenza opposta dall'attrito dell'acqua, in modo che le protuberanze di flusso non si trovano mai direttamente sotto alla luna (o al sole), ma alquanto più indietro; da ciò deriva, come un rallentamento graduale anche nella rotazione terrestre, così del pari una tendenza nei due astri (luna e sole) a produrre nell'acqua oceanica un movimento continuo in direzione contraria alla rotazione (1). Lo Hertz, che ha discusso questo problema, è però giunto alla conclusione che le correnti suscitate per questa via debbono essere di scarsissima entità e di velocità non superiore a 2,8 cm. al secondo (2); e se anche si ritenga che i calcoli dello Hertz siano alquanto incerti e i valori da lui trovati per la velocità di queste correnti troppo piccoli, è pur certo che l'attrazione lunisolare non può essere invocata come energia generatrice della circolazione oceanica attuale. Molta maggiore importanza potrà aver avuto questa forza come causa di correnti nelle epoche passate, se noi ammettiamo con molti astronomi che la luna fosse un tempo più vicina alla terra; poichè è noto che l'attrazione lunisolare generatrice di correnti varia in ragione inversa alla *sesta* potenza della distanza (3).

III. La radiazione solare diretta resta la più notevole fonte di energia per la produzione delle correnti marine. I suoi effetti si esercitano parte direttamente, in due modi: *a*) mediante i venti suscitati dall'atmo-

(1) Si veggia questo problema ampiamente trattato nell'opera di G. H. DARWIN, *La marea e i fenomeni concomitanti nel sistema solare*. Cap. XVI pag. 218 e seg. della recentissima traduzione italiana di G. P. Magrini. Torino, Un. Tip. Edit. 1905.

(2) Le conclusioni dello Hertz sono brevemente riassunte in KRÜMMEL, *Océanographie*, II, pag. 333-34.

(3) DARWIN, *Op. cit.*, pag. 225-26.

sfera, i quali generano a lor volta correnti in seno alle acque (correnti di vento o *derive*); β) mediante il riscaldamento delle acque marine (correnti termiche o di convezione); parte indirettamente, mediante l'evaporazione in alcune parti dell'oceano, le precipitazioni in altre (correnti di evaporazione e di precipitazione).

Correnti di vento. La parte più importante dello scritto che esaminiamo è la dimostrazione che i venti non possono, al contrario di quanto riteneva lo Zöppritz e quasi tutti dietro di lui, determinare nell'oceano una circolazione regolare e permanente.

L'errore principale dello Zöppritz consiste, secondo il Nansen, nel non aver egli tenuto conto dell'influenza deviatoria che esercita la rotazione terrestre sulle correnti non solo alla superficie, ma anche in profondità. Che le correnti suscitate dai venti in virtù dell'attrito non seguano esattamente la direzione del vento, ma tendano a deviare per influsso della rotazione, e che questa tendenza cresca con la latitudine, era cosa nota allo Zöppritz (1); ma questi non avea considerato che tale deviazione deve, per così dire, propagarsi, e in misura ancor maggiore, agli strati d'acqua inferiori. Infatti uno strato profondo che vien messo in moto dal superiore in forza dell'attrito molecolare non può muoversi esattamente nello stesso senso di quello, perchè la rotazione lo fa nuovamente deviare. L'attrito può in questo caso considerarsi come una forza attiva, la tendenza a deviare per opera della rotazione come un'altra forza: lo strato profondo riceve un impulso nella direzione della risultante di queste due forze. Perciò « la deviazione dell'acqua, messa in moto per attrito dal vento, deve crescere più o meno rapidamente con la profondità e, se la vicinanza di una costa o di un mare secondario non l'impedisce, ad una certa profondità la corrente deve assumere una direzione contraria a quella del vento, e ad una profondità ancor maggiore, dopo un'intera rivoluzione, deve di nuovo riprendere la direzione stessa del vento ». In ogni modo risulta da ciò che, salvo all'equatore — dove solo han valore le argomentazioni dello Zöppritz — in ogni altra latitudine la profondità cui possono giungere le correnti suscitate dal vento, non può essere che assai limitata, poichè la loro velocità deve diminuire rapidamente con la profondità, e inoltre che anche la velocità superficiale massima, sempre al di fuori dell'equatore,

(1) Cf. ZÖPPRITZ, *Ueber den angeblichen Einfluss der Erdrotation auf die Gestaltung von Flussbetten* in «Verhandl. der zweit. deutsch. Geographentage». Berlino, 1882. pag. 47-59.

non si potrà mai avvicinare, neppure in un tempo infinito, a quella del vento, e diminuirà col crescere della latitudine.

Le considerazioni svolte dal Nansen concordano assai bene con le osservazioni; infatti egli stesso nota che, durante la deriva della « Fram », si accertò che la direzione delle correnti marine suscitate dal vento faceva sempre un certo angolo con la direzione del vento stesso, angolo di 30° - 35° circa (1); il fatto è confermato anche dalle osservazioni sistematiche fatte già qualche tempo prima dall' « Adlergrund » tra Bornholm e Rügen, le quali dimostrarono analoghe deviazioni comprese fra 25° e 30° circa (2).

Un altro errore dello Zöppritz messo in luce dal Nansen è questo: che quegli aveva nei suoi computi fatto uso del coefficiente di attrito interno dell'acqua, trovato per via sperimentale pari a 0,014, laddove in realtà si constata che nelle correnti marine la resistenza opposta dall'acqua per l'attrito e per altri motivi può essere, come si dirà tra poco, anche diecimila o centomila volte maggiore. Questo fatto sembra distruggere parecchie delle conclusioni messe innanzi dallo Zöppritz.

Da ultimo, bisogna considerare l'influenza ostacolante che sulla circolazione oceanica provocata dal vento esercitano le differenze di densità. Come è noto, l'acqua del mare non ha una densità omogenea nè in senso verticale, nè in senso orizzontale. Già il fatto che la densità aumenta in generale con la profondità, rende impossibile una circolazione verticale per opera del vento, perchè, a lungo andare, un'acqua meno densa superiore non può essere sostituita da acqua più densa sottostante, se questa non si è prima trasformata in acqua più leggera. Ma siccome neppure in senso orizzontale vi è nell'oceano densità omogenea, una circolazione orizzontale, a lungo andare, diviene del pari impossibile, perchè anche un vento continuo non potrebbe spingere permanentemente dell'acqua più densa sopra dell'acqua meno densa, senza che quella manifestasse una tendenza a deviare lateralmente e ad *immergersi* sotto l'acqua più leggera. Da ciò si deduce che « se l'azione del vento generatrice di correnti si esercita in una direzione del tutto opposta a quella richiesta dalle differenze di densità

(1) NANSEN, *The Oceanogr. of the North Polar Basin*; vol. III dei « Scientific Results of the Norwegian North-Polar Expedit. » pag. 369-81, e le tav. XVIII-XXVIII.

(2) SCHOTT, *Physische Meereskunde* (Lipsia 1903), pag. 147; SUPAN *Grundzüge der phys. Erdk.* 3^a ediz. pag. 299.

dell'acqua, le correnti suscitate dal vento possono essere soltanto temporanee e locali ».

Correnti termiche o di convezione. — Da ciò che si è detto si conclude che i venti non possono provocare una circolazione oceanica continua, se essi agiscono in opposizione alle differenze di densità. Nessun vento, ad esempio, qualunque fosse la sua direzione, potrebbe, a lungo andare, opporsi al trasporto delle acque calde dei tropici verso le zone polari. I venti tuttavia hanno una grande influenza sulla velocità delle correnti. Allora non resta altro che ricercare il fondamento e la prima condizione per la reale circolazione del mare nell'ineguale distribuzione della densità nell'acqua marina. Tali differenze di densità a lor volta dipendono principalmente dalla temperatura e non dalla salinità, come dimostra il fatto che le linee di ugual densità (isopiche) seguono, nei lineamenti generali, non già le isoline, ma bensì le isoterme. « *In ogni modo la direzione — se non la velocità — delle grandi correnti marine è determinata certamente dal calore che il mare riceve direttamente dal sole* ».

Quanto al conoscere di quale velocità e di quale entità potrebbero essere teoricamente le correnti provocate dalle differenze di densità, ossia quale sia la forza produttrice di correnti [*die stromerzeugende Kraft*] di tali differenze (1), ciò non è possibile, fino a che non si conosca la distribuzione verticale della densità in seno ai mari, che ora ignoriamo per mancanza di misure (2), sinchè si ignori anche — lacuna ancor più grave — qual valore assegnare al coefficiente di attrito dell'acqua, coefficiente che ci è finora sconosciuto, sebbene i calcoli lontanamente approssimativi che potrebbero istituirsi (il Nansen ce ne offre un esempio) ci mostrino ch'esso dev'essere, come già si disse, ben maggiore di quello sperimentale, pari a 0,014 (3).

Influsso della rotazione terrestre sulla circolazione termica dell'oceano.
— Un'altra notevole parte delle indagini del Dr. Nansen, riassunte nel-

(1) Come la velocità di un vento dipende dal divario o dal salto di pressione esistente fra due punti in relazione alla loro distanza (gradiente barico), così la velocità di queste correnti dipende dal salto di densità fra due punti o gradiente di densità.

(2) Se ne hanno di sufficienti solo pel mare norvegese.

(3) Recentissimamente, nel vol. IX delle *Wissensch. Meeresuntersuchungen d. Labor. f. internat. Meeresforsch. in Kiel* (luglio 1905), è stato pubblicato uno studio di KRÜMMEL e RUPPIN che ha per titolo: *Ueber die innere Reibung des Seewassers*; ma io non ho ancora potuto vedere questo nuovo lavoro.

l'articolo che esaminiamo, riguarda l'influsso della rotazione terrestre sulle correnti che abbiamo chiamato termiche o di convezione, ma per questa parte riesce assai difficile ripetere in breve, come abbiamo fatto fin qui, le considerazioni del dotto norvegese. Il Nansen dimostra che in un globo interamente ricoperto dall'oceano dove si generi di continuo dell'acqua calda e leggera nelle regioni equatoriali (laddove nelle polari si trova sempre dell'acqua fredda e perciò più densa), si deve stabilire uno scambio di acque dall'equatore al polo per mezzo di correnti, le quali, se la terra fosse ferma, avrebbero direzione meridiana, ma, dato il moto di rotazione della terra, *si debbono dall'equatore espandere lentamente in spirale verso il polo, avvicinandosi via via ad esso e circuendolo*. La circolazione oceanica principale consisterebbe perciò di tali correnti continue circumpolari spiralforni, la cui velocità dipenderebbe dalla resistenza dell'acqua.

La rotazione terrestre ha dunque per effetto di rallentare lo scambio di acque tra l'equatore e il polo, allungando il percorso delle correnti; ma poichè per tale ragione l'acqua rimane per un tempo più lungo in ciascuna zona (equatoriale e polare), l'elevazione della temperatura dell'acqua nelle regioni calde, come l'abbassamento nelle fredde ne risultano accresciuti, dimodochè quanto più lungo è il cammino fra l'equatore e il polo, tanto maggiore è in compenso la differenza di temperatura (e perciò di densità) fra le acque equatoriali e le polari.

Diverso è il caso se consideriamo, anzichè un globo senza continenti, un globo nel quale si trovino fra l'equatore e il polo estese masse continentali separate da stretti bracci di mare con direzione meridiana. Se anche qui si genera di continuo dell'acqua calda e leggera nelle regioni equatoriali e dell'acqua fredda e densa nelle polari, si stabilirà senza dubbio una circolazione permanente tra l'equatore e il polo, attraverso quei bracci di mare; ma in questi l'acqua non potrà per l'angustia subire l'influenza deviatrice della rotazione, più di quanto accada in un fiume, e perciò lo scambio di acque avverrà direttamente, senza alcuna deviazione, presso a poco come se la terra fosse ferma. Ne risulta manifestamente che, in tale ipotesi, le differenze di temperatura (e quindi di densità) fra i mari equatoriali e i polari saranno assai minori che nella ipotesi precedente.

Nel nostro globo attuale si hanno diverse forme di passaggio tra le due ipotetiche forme fondamentali testè descritte.

L'oceano glaciale antartico è un mare circumpolare ininterrotto, o quasi, da terre, e perciò la circolazione oceanica deve manifestarsi qui

mediante correnti circumpolari a percorso spiraliforme. L'Oceano Atlantico si può dire invece che rappresenti un braccio di mare stendentesi in direzione meridiana da un polo all'altro; qui dunque, malgrado la relativa larghezza, la produzione di correnti spiraliformi dev'essere ostacolata e l'effetto della rotazione poco sensibile. Dovremmo avere, per conseguenza, una circolazione più diretta e perciò uno scambio di calore per mezzo dell'acqua marina, più accentuato fra le regioni equatoriali e le polari. Ma si avverta che la ineguaglianza del fondo marino deve necessariamente esercitare un notevole influsso sulla circolazione: a tal riguardo è di molta importanza nell'Atlantico il dorso sottomarino che unisce la Scozia alla Groenlandia per le Färoer e l'Islanda.

Se le correnti oceaniche sono prodotte unicamente da differenze di temperatura nell'acqua marina, dobbiamo aspettarci che nell'Oceano Atlantico settentrionale i divari di temperatura fra le regioni equatoriali e le polari siano minori che nell'emisfero sud fornito di mare circumpolare, e che perciò le regioni marittime artiche abbiano un clima più caldo delle antartiche. Per la stessa ragione la zona equatoriale settentrionale dev'essere meno calda della zona equatoriale meridionale. Tuttavia bisogna tener presente che, nella regione artica, la maggior parte dell'area è occupata da terre e che perciò la produzione di acque fredde per irradiazione è minore che nella regione antartica con mare aperto; è perciò che ai mari equatoriali perviene più acqua fredda da Sud che da Nord, ossia che le correnti polari antartiche sono, in confronto delle artiche, più fredde e recano maggior copia di ghiacci, come quelle che si allontanano dal Polo con un cammino lento, spiraliforme.

Nel Pacifico, oceano largo ed aperto, abbiamo una condizione di cose intermedia fra l'Atlantico e il mare circumpolare antartico; perciò, se fattori estranei non oppongono ostacolo, dovrebbe ivi esser maggiore che nell'Atlantico il divario fra le temperature marine delle regioni equatoriali e quelle delle regioni subartiche.

In epoche geologiche anteriori, essendo del tutto diversa la ripartizione delle terre emerse e dei mari, anche la circolazione oceanica e per conseguenza le condizioni climatiche del nostro globo dovean esser del tutto diverse. Così, se in un determinato periodo della nostra storia geologica un largo oceano equatoriale cingeva tutto il globo lungo la *zona dei Mediterranei*, separando le due Americhe fra loro e l'Eurasia dall'Africa-Australia, in quel periodo le regioni marittime tropicali dovean esser assai più calde, e le regioni subpolari assai più

fredde che adesso, poichè lo scambio di acque tra le zone fredde e le calde doveva esser assai più lento.

Per conclusione di questo paragrafo, il Nansen applica le considerazioni ora fatte all'Atlantico settentrionale in special modo, deducendo che, all'attuale stato delle nostre conoscenze sulla resistenza dell'acqua al movimento, sulla velocità delle correnti e soprattutto sulla distribuzione verticale della densità, è impossibile dire qual parte della velocità attuale delle maggiori correnti sia effetto delle differenze di densità e quale dei venti (1). L'autore riconosce qui che, senza dubbio, anche i venti hanno un considerevole influsso sulle correnti superficiali e soprattutto che alle variazioni periodiche dei venti si debbono in gran parte le variazioni stagionali ed annuali delle correnti, variazioni, del resto, non ancora studiate sistematicamente; ma riman fermo il fatto che, anche se non ci fossero i venti, le grandi correnti (correnti equatoriali), avrebbero, per la sola influenza delle differenze di temperatura (densità), la stessa direzione che constatiamo attualmente.

Correnti di evaporazione e di precipitazione. — Le correnti di questa categoria sono essenzialmente correnti superficiali; ad esse appartengono molte delle correnti fredde polari. La intensa evaporazione alla superficie dei mari tropicali e la prevalente precipitazione nelle alte latitudini, provocano un trasporto di acqua per mezzo dell'atmosfera dalle basse alle alte latitudini, il quale può esser compensato solo da un movimento delle acque oceaniche in senso inverso; così si generano correnti, la cui entità e velocità è regolata dall'intensità dell'evaporazione nei mari tropicali e delle precipitazioni nei mari polari. Poichè nelle regioni polari e subpolari l'acqua meteorica (neve e pioggia) più leggera si mescola con gli strati superficiali del mare, questi divengono meno salati, e, se la differenza di salinità è abbastanza grande, può darsi che, nonostante le differenze di temperatura, l'acqua delle alte latitudini si trovi ad esser più leggera che quella delle basse, e perciò prenderà a scorrere da quelle verso queste: si avranno così le *correnti polari superficiali*, di cui è un tipico esempio la corrente della Groenlandia orientale.

La circolazione suscitata per tal via in seno all'oceano (costituita

(1) Restano perciò per lo meno sospese le obiezioni di coloro, che, come il Croll, credevano di aver dimostrato che le differenze di densità non possono suscitare correnti sensibili nell'oceano. Cf. KRÜMMEL, *Océanographie* II, pag. 285 e seg.

cioè da tali correnti polari superficiali) ha una direzione in gran parte opposta a quella della circolazione termica, e perciò dev'esser distinta da questa come una speciale e propria circolazione superficiale. Si potrebbe ritenere a primo aspetto che questi due sistemi di circolazione si ostacolassero a vicenda. Infatti l'effetto del calore, che rende più leggera l'acqua dei tropici, potrebbe esser neutralizzato dall'evaporazione che, contemporaneamente, accresce la salinità dell'acqua e perciò la sua densità; laddove nelle regioni polari, l'acqua più pesante per la bassa temperatura potrebbe essere, per così dire, alleggerita, per la copiosa precipitazione delle acque atmosferiche meno dense. Ma questa azione diretta della salsedine che dovrebbe contribuire a diminuire le differenze di densità, è a sua volta compensata ad usura dal fatto che la dilatazione termica dell'acqua marina cresce con la salsedine; ciò è dimostrato dal Nansen con alcuni esempi desunti dalle condizioni del mare norvegese e dell'Atlantico nord. Non si può per altro negare un'influenza *indiretta* della circolazione prodotta dall'evaporazione nell'ostacolare la circolazione termica.

Un ultimo paragrafo dello studio del Nansen si occupa dell'influenza esercitata sulle correnti dalla *formazione del ghiaccio* nelle regioni polari; nel complesso, essa agisce nel senso d'impedire la circolazione termica del mare, perchè, al formarsi di una crosta ghiacciata alla superficie, cessa completamente ogni corrente convettiva verticale; le acque sottoposte subiscono solo un raffreddamento lentissimo, dovuto alla conduzione di calore attraverso il ghiaccio, corpo essenzialmente coibente.

*
* *

Il rapido ed arido riassunto che abbiamo cercato di fare, avrà servito a dare forse un'idea della portata delle nuove indagini del dottor Nansen e a richiamare su di esse l'attenzione degli studiosi italiani, mentre si attende che l'eminente scienziato scandinavo voglia, dopo il breve articolo preliminare apparso nell'autorevole periodico di Gotha, comunicare più diffusamente al mondo dei dotti i procedimenti e i risultati delle sue ricerche. A vero dire, nel concetto generale che la informa, la teoria del Nansen, che vede nelle differenze di densità la causa prima della circolazione oceanica fondamentale, non può dirsi assolutamente nuova. Infatti, già all'alba del secolo XVI, Leonardo da Vinci propendeva a ritenere causa delle correnti marine le differenze di densità pro-

dotte sia dalla temperatura, sia dalla salsedine (1), e tale idea riappare più volte in seguito isolatamente. Nella prima metà del secolo XIX, essa ebbe un periodo di fortuna, propugnata dal Pouillet, che vedeva l'origine delle correnti marine nelle differenze di temperatura, e seguita da altri dotti di grande autorità come il Ferrel e soprattutto il Maury. L'opinione precisa di quest'ultimo è chiaramente espressa in più luoghi della sua famosa *Geografia fisica del Mare*. « Se eccettuiamo le maree e le correnti parziali, come quelle che possono aver la loro origine dai venti, — così egli scrive — possiamo ammettere come regola generale che tutte le correnti dell'oceano debbano la loro origine alla differenza della gravità specifica dell'acqua del mare in luoghi diversi; che questa differenza di salsedine o di temperatura costituisce uno squilibrio nella massa e dà luogo a correnti... Poco importa che la differenza nella gravità specifica sia cagionata dalla temperatura o da materie tenute sciolte o da qualunque altra causa; l'effetto è lo stesso, ossia una corrente » (2). Ma dopo le formidabili obiezioni rivolte a questa teoria dai dotti inglesi e specialmente dopo le dimostrazioni negative di J. Croll (3), essa sembrava definitivamente caduta senza nessuna speranza di resurrezione. Se ora essa, per le indagini del Nansen, è invece destinata a rinascere a nuova vita, si apre certamente un campo vastissimo di osservazioni e di ricerche teoriche per gli studiosi di Oceanologia.

Roma, settembre 1905.

(1) BARATTA M., *Leonardo da Vinci e i Problemi della Terra*. Torino, Bocca, 1903, pag. 188-89, dove sono citati i passi dei manoscritti di Leonardo che riguardano questo argomento.

(2) MAURY, *La geografia fisica del mare, etc.* Traduz. ital. di L. Gatta. Torino, Loescher, 1872, Cap. VII, pag. 223.

(3) Si veggia la nota opera di lui: *Climate and Time*. Londra, 1875. Cap. VI e segg. Cf. del resto per tutta questa questione: KRÜMMEL, *Ozeanographie*, I, pag. 285 e segg.