

L'Eau de Mer

CARACTERISTIQUES GENERALES

par

H. DAMAS, †

Professeur à l'Université de Liège.

COMPOSITION DE L'EAU DE MER

L'eau de mer est une solution complexe où de nombreux corps sont présents en quantités déjà importantes. Par convention, on définit sa *salinité* comme le poids en grammes d'électrolytes contenues dans un kg d'eau, en supposant les carbonates transformés en oxydes, les bromures et iodures remplacés par un poids équivalent de chlorures et les substances organiques complètement oxydées. Cette salinité conventionnelle (S) est en réalité légèrement plus faible que la charge réelle en électrolytes. Une eau de $S = 35 \text{ ‰}$ contient en fait 35,141 gr de sel/l.

Dans les mers fermées, comme la Baltique ou la Mer Rouge, devant l'embouchure des grands fleuves, la salinité peut varier très fort, être abaissée à près de 0 par les affluents ou élevée à 41 ‰ sous l'influence de l'évaporation. Dans les eaux océaniques, par contre, elle est remarquablement fixe, comprise entre 32 et 38 ‰ et en moyenne égale à 35,25 ‰. Sa valeur exacte est alors fonction de la différence entre les précipitations et l'évaporation. Elle s'abaisse donc dans la région équatoriale (région du pot au noir), s'élève au maximum au niveau des tropiques, où l'évaporation est particulièrement forte, et s'abaisse de nouveau dans les hautes latitudes.

Déterminer la salinité d'un échantillon suivant la définition donnée plus haut serait travail difficile. Les recherches de DITTMAR ont montré que les principaux constituants de l'eau de mer océanique y sont toujours présents dans des proportions remarquablement constantes. Aussi, on substitue d'ordinaire au concept de la salinité, celui de la *chlorinité* (Cl) qui est la quantité en grammes de chlorures, bromures, iodures contenus dans un kg d'eau de mer, bromures et iodures étant remplacés par un poids équivalent de chlorures.

Le rapport entre ces deux valeurs est :

$$S \text{ ‰} = 0,03 + 1,805 \text{ Cl ‰}.$$

Les mesures de salinité se font donc par dosage des chlorures et pour permettre les comparaisons, toutes les analyses doivent être rapportées à l'échantillon *d'eau de mer normale* (Cl = 19,04) établi au laboratoire hydrographique de Copenhague.

Les tables de KNUDSEN fournissent immédiatement la salinité d'une eau de chlorinité déterminée pour chaque 0,01 ‰ Cl. Il résulte de la définition même, qu'une eau de chlorinité égale à 0 possède une certaine salinité. Les tables ont été établies par l'étude d'eaux naturelles toujours plus ou moins chargées d'électrolytes. Elles ne conviennent donc pas pour les échantillons dilués à l'eau distillée, ni à l'eau produite par fusion de glace.

LYMAN et FLEMING donnent le rapport empirique suivant, entre la chlorinité et la charge totale en électrolytes :

$$\Sigma \text{ ‰} = 0,073 + 1,8110 \text{ Cl ‰}.$$

En 1939, l'Association internationale d'Océanographie physique a introduit le concept de la *chlorosité* qui exprime en grammes par litre à 20° C, la quantité d'équivalent chlore définie par la chlorinité. La chlorosité d'une eau peut être obtenue en multipliant la valeur de sa chlorinité par celle de sa densité à 20° C.

La plupart des éléments doivent être dissous dans l'eau de mer, mais tous n'ont pas encore été trouvés.

SVERDRUP, JOHNSON et FLEMING donnent le tableau suivant :

ELEMENTS PRESENTS EN SOLUTION
DANS L'EAU DES OCEANS (Cl = 19 ‰)
NON COMPRIS LES GAZ DISSOUS

Eléments	mg/Kg	Eléments	mg/Kg
Chlore	18980	Cuivre	0,001 — 0,01
Sodium	10561	Zinc	0,005
Magnésium	1272	Plomb	0,004
Soufre	884	Sélénium	0,004
Calcium	400	Césium	0,002
Potassium	380	Uranium	0,0015
Brome	65	Molybdène	0,0005
Carbone	28	Thorium	< 0,0005
Strontium	13	Cerium	0,0004
Bore	4,6	Argent	0,0003
Silice	0,02 — 4,0	Vanadium	0,0003
Fluor	1,4	Lanthanum	0,0003
Azote	0,01 — 0,7	Yttrium	0,0003
Aluminium	0,5	Nickel	0,0001
Rubidium	0,2	Scandium	0,00004
Lithium	0,1	Mercure	0,00003
Phosphore	0,001 — 0,10	Or	0,000006
Barium	0,05	Radium	0,2 - 3 × 10 ⁻¹⁰
Iode	0,05	Cadmium	présent
Arsenic	0,01 — 0,02	Chrome	présent
Fer	0,002 — 0,02	Cobalt	présent
Manganèse	0,001 — 0,01	Etain	présent

Le chlore constitue donc à lui seul environ 55 % du poids total des sels dissous. Le rapport entre la quantité de chlore et celle des 9 éléments cités à sa suite dans la liste ci-dessus est remarquablement constant. Par contre, pour tous les autres qui ne constituent pas 0,02 % du total des sels, ce rapport peut fluctuer sous l'influence des apports par les fleuves ou des réactions biologiques. Des variations cycliques de l'azote nitrique, nitreux ou ammoniacal, des phosphates et de la silice sous l'influence des populations d'algues et de diatomées ont été constatées partout où elles ont été étudiées. D'autre part, les organismes marins sont capables de concentrer dans leurs tissus la plupart des

éléments présents dans le milieu à des taux bien plus élevés que ceux de l'eau ambiante. Il en résulte que dans les eaux à forte productivité planctonique, la concentration en cuivre, argent, or, uranium par exemple, est beaucoup plus élevée que dans les eaux à productivité faible.

En plus de substances minérales, l'eau de mer contient toujours une quantité (d'ailleurs très variable) de substances organiques. Il s'agit de déchets métaboliques, de complexes colloïdaux produits par la décomposition des cadavres et de produits de sécrétion (vitamines ou hormones connues sous le nom global de substances ectocrines). Les premiers influencent certaines propriétés physiques de l'eau comme par exemple la pénétration de la lumière; les derniers ont une énorme action sur la vie des autres organismes.

Propriétés physiques dépendant de la salinité

L'abaissement du point de congélation, l'élévation du point d'ébullition, la réduction de la tension de vapeur et la pression osmotique d'une solution dépendent de sa charge en électrolytes et du degré d'ionisation de ceux-ci. Pour l'eau de mer, seul le premier de ces caractères a fait l'objet de mesures précises.

Sa valeur est :

$$\Delta = - 0,0966 \text{ Cl} - 0,0000052 \text{ Cl}^3 \text{ (THOMPSON, 1932)}$$

Les autres ont été calculés d'après le premier.

Voici quelques chiffres à ce propos (CHENAIS et UHLIG).

Salinité en ‰	10	20	30	35	40
Temp. de congélation °C	-0,53	-1,07	-1,63	-1,91	-2,20
Pression osmotique (atm.)	6,6	13,10	19,7	23,1	26,6
Augmentation de la température d'ébullition	0,16	0,31	0,47	0,56	0,64
Diminution de la tension de vapeur (mm)	4,2	8,5	13	15,2	17,6

Cette dernière série de valeurs dérive de la formule de WITTING (1908) :

$$\frac{\text{Tension de vapeur eau de mer}}{\text{Tension de vapeur eau distillée}} = 1,000969 \text{ Cl}$$

Densité

La densité de l'eau de mer varie évidemment en fonction de la salinité, de la température et de la pression. HELLAND-HANSEN fournit à ce propos le tableau repris à la page suivante.

L'eau de mer a donc une densité toujours supérieure à 1. Pour simplifier les écritures, KNUDSEN a proposé d'exprimer plutôt la différence entre la densité et l'unité, différence multipliée par 1.000 et représentée par le symbole ζ portant en indice la température d'observation. A 0°, à la pression atmosphérique, la densité est liée à la chlorinité par la relation :

$$\zeta_0 = - 0,069 + 1,4708 \text{ Cl} - 0,001570 \text{ Cl}^2 + 0,0000398 \text{ Cl}^3.$$

Les tables de KNUDSEN en donnent la valeur pour chaque 0,01 % Cl, ainsi que le rapport entre la densité à 0° C (ζ_0) et à la température d'observation (ζ_t).

In situ, l'eau de mer possède une autre densité car comme elle est légèrement compressible, son volume dépend de la pression hydrostatique. De nouveau, la compressibilité de l'eau de mer est fonction de sa salinité et de sa température. L'équation établie par EKMAN (1908) entre ces facteurs, ne comprend pas moins de 8 termes. Heureusement, des tables établies par BJERKNES et SANDSTROM, par HESSELBERG et SVERDRUP et par MATTHEWS permettent de calculer la densité in situ. Elles sont basées sur l'étude du volume spécifique (réciproque de la densité) et en expriment l'anomalie, c'est-à-dire la différence entre le volume spécifique de l'échantillon considéré à la température et à la profondeur in situ et le volume spécifique de l'eau de mer normale ($S = 35 \text{ ‰}$) ou de l'eau de mer à $S = 34,85 \text{ ‰}$ (MATTHEWS) à 0° et à la même pression.

DENSITE DE L'EAU DE MER A DIFFERENTES SALINITES ET TEMPERATURES
(d'après B. Helland-Hansen)

T	0 ‰	5 ‰	10 ‰	15 ‰	20 ‰	25 ‰	30 ‰	35 ‰	40 ‰
0° C	0,99987	1,00397	1,00502	1,01205	1,01607	1,02009	1,02411	1,02813	1,03217
5° C	0,99999	1,00401	1,00797	1,01192	1,01586	1,01980	1,02375	1,02770	1,03167
10° C	0,99973	1,00367	1,00756	1,01144	1,01532	1,01920	1,02308	1,02697	1,03088
15° C	0,99913	1,00301	1,00685	1,01068	1,01450	1,01832	1,02215	1,02599	1,02985
20° C	0,99823	1,00207	1,00586	1,00964	1,01342	1,01720	1,02099	1,02478	1,02860
25° C	0,99707	1,00087	1,00462	1,00836	1,01210	1,01585	1,01960	1,02337	1,02715
30° C	0,99567	0,99943	1,00315	1,00686	1,01057	1,01429	1,01801	1,02175	1,02551

DENSITE DE L'EAU DE MER (S = 35) A 0° A DIVERSES PRESSIONS
Pression en décibars.

0	1,02813
1.000	1,03283
2.000	1,03747
3.000	1,04199
4.000	1,04535
5.000	1,05072
6.000	1,05535
7.000	1,05909
8.000	1,06316
9.000	1,06713

L'étude des courants marins exige de connaître la densité des masses d'eau avec une précision atteignant la 5^e décimale, ce qui nécessite évidemment la détermination de la température au 0,01° C et de la chlorinité au 0,01 Cl ‰ près.

Il faut ajouter que la densité de l'eau de mer peut être influencée par sa charge en particules en suspension et que, dans les eaux côtières, ce facteur peut avoir une grande importance.

Thermique de l'eau de mer

Le coefficient d'expansion thermique de l'eau de mer est plus grand que celui de l'eau douce. Il varie avec la pression et la salinité.

L'eau pure possède un point de densité maximum voisin de 4° C. Toute addition d'électrolyte abaisse ce point. Pour l'eau de mer, selon KNUDSEN et KRUMMEL, la température de densité maximale peut être donnée par le rapport :

$$H = 3,95 - 0,266 \zeta_0$$

Dans une eau de salinité égale à 24,70, le point de densité maximum coïncide avec le point de congélation : — 1° 332 C. Toute eau de salinité supérieure à 24° 7, par conséquent, diminue de volume et augmente de densité au fur et à mesure que s'abaisse sa température jusqu'à ce que celle-ci atteigne le point de congélation.

L'eau de mer qui se refroidit en surface au contact de l'atmosphère, augmente de densité et coule vers le fond. L'eau de mer océa-

nique ($S = 35 \text{ ‰}$) gèle à $-1,9^\circ \text{ C}$. La formation de cristaux de glace concentre l'eau qui devient particulièrement lourde et froide. Elle coule alors dans les grandes profondeurs. C'est ainsi que sous la banquise, se forme l'eau qui remplit le fond de tous les océans.

COEFFICIENT D'EXPANSION THERMIQUE DE L'EAU DE MER
A DIFFERENTES TEMPERATURES, SALINITES ET PRESSIONS

(d'après Sverdrup - Johnson - Fleming)

Pressions (décibars)	Sali- nités ‰	Températures ($^\circ \text{ C}$)							
		-2	0	5	10	15	20	25	30
0	0	-105	-67	17	88	151	207	257	303
	10	-65	-30	46	112	170	222	270	315
	20	-27	4	75	135	189	237	282	324
	30	7	36	101	157	206	250	292	332
	35	23	51	114	167	214	257	297	334
2,000	35	80	105	157	202	241	278		
	40	94	118	168	210	248	283		
4,000	35	132	152	196	233	266			
	40	144	162	204	240	272			
6,000	34,85	177	194	230					
8,000	34,85	—	231	246					
10,000	34,85	—	276	287					

La glace de mer n'est cependant pas de l'eau pure; elle contient des gouttes de saumure dont la taille et la composition dépendent de la rapidité de la prise, comme aussi de son évolution ultérieure (congélation prolongée, fusion partielle, etc.). Si la glace se forme très rapidement, sa salinité peut approcher celle de l'eau dont elle provient.

RAPPORT ENTRE LA SALINITE DE LA GLACE
ET LA TEMPERATURE DE CONGELATION

(d'après Malmgren 1927) A partir d'eau ayant une salinité de 30 ‰ .

Température air en $^\circ \text{ C}$.

Salinité de la glace ‰ .

— 16	5.64
— 28	8.01
— 30	8.77
— 40	10.16

En surface, la température des océans varie de $-1,9^{\circ}$ C au contact des glaces à 30° C dans les régions équatoriales. Elle peut atteindre 32 à 33° C dans des bassins relativement fermés comme la Mer Rouge ou le Golfe Persique. Cette température est toujours légèrement supérieure à celle de l'air (en moyenne $0,8$ dans l'Atlantique Sud d'après KULLHRODT et REGER, 1938). Les variations annuelles de ces chiffres sont très faibles : minimales aux environs de l'équateur (1°) elles atteignent la valeur maximale de 9 à 10° C à 40° lat. N. Les variations journalières sont de l'ordre de $0,2$ à $0,3^{\circ}$ C. Dans les flaques isolées, abandonnées par la marée, les variations peuvent être beaucoup plus importantes.

Aux endroits où la banquise se forme, l'eau est de température uniforme de la surface jusqu'au fond. C'est de l'eau lourde et froide qui, peu à peu, remplit le fond des océans. Dans l'Atlantique par exemple, en dessous de 2.000 m la température est toujours inférieure à 4° C (WUST & DEFANT, 1936). Dans les régions chaudes, par conséquent, la température décroît rapidement avec la profondeur.

Les mers fermées, comme la Méditerranée, sont soustraites à l'apport d'eau polaire. Leurs eaux profondes sont relativement chaudes.

L'eau de mer est compressible. Aussi, elle diminue de volume lorsqu'elle descend de la surface aux grands fonds. Un fluide comprimé sans pouvoir fournir des calories à ce qui l'entoure voit sa température s'élever. Ainsi, l'eau de grande profondeur peut être légèrement plus chaude que l'eau qui la surmonte sans que la stabilité des couches soit troublée. L'exemple classique à ce propos est celui de la fosse de Mindanao où de 3.500 m à 10.035 m, la température passe de $1,58$ à $2,48^{\circ}$ C (VAN RIEL).

Le fait a un intérêt pratique. Tout échantillon d'eau profonde ramené avec une bouteille isolée au point de vue thermique, se refroidit et la mesure qu'il fournit doit donc être corrigée. De l'eau océanique transportée de 3.000 m de profondeur jusqu'en surface dans ces conditions et arrivant avec une température de $2,25^{\circ}$ C posséderait en réalité « in situ » une température de $2,5^{\circ}$ C (HELLAND-HANSEN).

Ces modifications thermiques adiabatiques doivent se passer dans les masses d'eau qui se déplacent sur le fond et il faut en tenir compte dans le calcul des courants de profondeur.

CHALEUR SPECIFIQUE DE LA GLACE DE MER
(d'après Sverdrup - Johnson - Fleming)

Salinité ‰	Température (° C)											
	-2°	-4°	-6°	-8°	-10°	-12°	-14°	-16°	-18°	-22°	-22°	
0	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.46
2	2.47	1.00	0.73	0.63	0.57	0.55	0.54	0.53	0.53	0.52	0.52	0.52
4	4.63	1.50	0.96	0.76	0.64	0.59	0.57	0.57	0.56	0.55	0.55	0.54
6	6.70	1.99	1.20	0.88	0.71	0.64	0.61	0.60	0.58	0.57	0.57	0.56
8	8.76	2.49	1.43	1.01	0.78	0.68	0.64	0.64	0.61	0.60	0.60	0.58
10	10.83	2.99	1.66	1.14	0.85	0.73	0.68	0.67	0.64	0.62	0.62	0.60
15	16.01	4.24	2.24	1.46	1.02	0.85	0.77	0.76	0.71	0.68	0.68	0.65

La conductibilité thermique de l'eau de mer est légèrement plus faible que celle de l'eau pure et elle augmente avec la pression et la température. Sa valeur absolue n'a, en pratique, aucun intérêt. Les transports de calories dans les océans ne se font jamais par diffusion, mais bien par l'action de la turbulence des eaux, des courants, etc. La conductibilité thermique de la glace de mer est environ 0,005 soit environ 3 fois plus forte que celle de l'eau pure à 0°, mais elle varie avec sa teneur en gaz. D'après MALMGREM, près de la surface elle est généralement voisine de $1,5 \times 10^{-3}$, tandis qu'à 1 m de profondeur elle approche de 5×10^{-3} .

La chaleur spécifique de l'eau de mer diminue avec sa richesse en sels. D'après KRUMMEL (1907), à 17,5° C et à la pression atmosphérique elle est de :

S (‰)	0	5	10	15	20	25	30	35	40
cp. (cals/g)	1,000	0,982	0,968	0,958	0,951	0,945	0,939	0,932	0,926

La chaleur spécifique de la glace de mer est très variable et dépend de sa charge en sels. Sa chaleur de fusion est également variable et voisine de 700 calories/gramme.

Absorption de la lumière

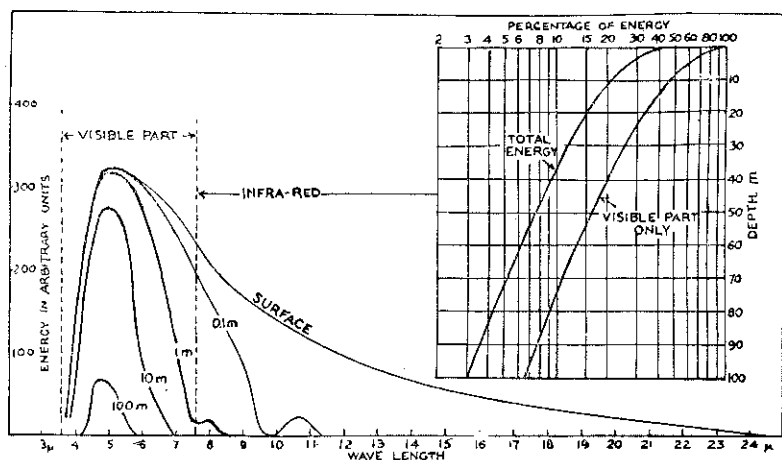
Les rayons solaires tombant sur la surface de la mer sont en partie réfléchis. Lorsque le soleil est bas sur l'horizon, la perte peut être forte comme le montre le tableau :

Pourcentage total des radiations incidentes réfléchies par l'eau de surface en fonction de la hauteur du soleil										
Altitude du soleil °	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Pourcentage de réflexion	40	25	12	6	4	3	3	3	3	5

(d'après Sverdrup, Johnson et Fleming).

A leur pénétration dans l'eau, les rayons lumineux changent de direction et sont réfractés. Lorsque le soleil est à l'horizon, l'angle de réfraction a une valeur de 48,5°. Les rayons les plus obliques qui pénètrent dans l'eau font donc avec la verticale un angle inférieur à 48°.

Mais il convient de rappeler que la direction sous laquelle l'énergie rayonnante frappe la surface de l'eau n'est pas seulement fonction de l'angle solaire. Elle dépend de facteurs comme la nébulosité, les poussières et la vapeur d'eau contenues dans l'atmosphère. De plus, la surface de la mer est rarement lisse ce qui complique encore le problème. Pour tenir compte de ce fait, WITHEY a introduit la notion de « longueur de cheminement » qui est la longueur moyenne parcourue par un rayon lumineux pour atteindre 1 m. Elle varie en fonction de la position du soleil et de la nébulosité. Si par ciel clair elle peut varier de 1 m (soleil au zénith) à 1,50 m (soleil à 10° sur l'horizon), par nébulosité complète, elle est indépendante de la position du soleil et de l'ordre de 1,18 m.



(D'après Sverdrup, Johnson et Fleming.)

L'échelle de la figure de SVERDRUP doit se lire de 0,3 à 2,4 μ .

La figure ci-dessus représente schématiquement la pénétration des rayons lumineux dans l'eau de mer pure. Seule la lumière visible n'est pas absorbée par une couche d'un mètre d'épaisseur. Mais cette courbe est absolument théorique car les particules et les colloïdes organiques en suspension arrêtent ou diffusent la lumière de façon irrégulière. Dans les eaux de surface en particulier, des matières organiques assez ténues pour traverser les filtres augmentent très fort l'absorption des rayons bleus et ultraviolets. La concentration de ces « substances

jaunes » dépend évidemment de la densité des populations animales et végétales. C'est pourquoi les eaux océaniques sont particulièrement transparentes aux rayons bleus tandis que dans les eaux côtières, le minimum d'absorption se situe au niveau jaune-vert.

Le problème de la pénétration des rayons lumineux dans les eaux marines est actuellement l'objet de beaucoup de recherches, qui ont fait l'objet d'une mise au point récente par STRICHLAND (1958). Le coefficient d'absorption est, dans toutes les eaux, spécialement faible pour les rayons verts et bleus. Mais d'une eau à l'autre, il peut varier, en fonction de la charge en matières et organismes suspendus, de 1 à 10. Or ce coefficient intervenant dans l'exposant de la loi de Lambert, la lumière à une profondeur donnée est beaucoup plus fonction de la transparence de l'eau que de l'intensité du rayonnement reçu en surface. En partant de ces données, CLARKE (1939) a calculé la profondeur approximative permettant la vision pour les poissons. Elle serait de 75 m dans les eaux côtières turbides, de 150 m dans l'eau de la descente continentale, de 450 m dans les eaux océaniques les plus claires.

Lorsque deux couches superposées ont des densités fort différentes, tout mélange entre elles est interdit. Si les rayons solaires pénètrent dans la seconde, ils y accumulent des calories qui ne peuvent être éliminées par la surface. Le fait est connu de plusieurs endroits du globe, en particulier de certains fjords norvégiens, servant à l'élevage des huîtres, où une couche d'eau douce superficielle est amenée par les ruisseaux. Dans ces conditions, la couche salée profonde peut être nettement plus chaude que la superficielle. (GAARDER & SPARCK.)

Lorsque la surface de la mer se couvre de glace, ses propriétés optiques changent évidemment. La glace de mer renvoie entre 50 et 80 % des radiations incidentes. Elle absorbe donc très peu de chaleur rayonnée par le ciel, beaucoup moins que l'eau avoisinante, ce qui amène un refroidissement de la température de surface et une nouvelle formation de glace. Au moment du gel, il se forme ainsi une quantité de glace plus grande que les changements de l'atmosphère ne l'eussent fait prévoir. Le processus étant réversible, il suffirait d'une assez faible augmentation de la température moyenne de la terre pour dégager la mer polaire, comme d'un faible abaissement pour étendre la banquise.

Couleur de l'eau.

L'eau de mer océanique a une couleur propre bleue due à la diffraction de la lumière par les molécules. Fréquemment cependant l'eau filtrée a une couleur bleu-vert due à la présence dans l'eau de métabolites organiques de teinte jaune.

Transmission du son

Le son traverse l'eau de mer à des vitesses qui sont fonction de la salinité, de la température et de la pression. Les valeurs sont fournies par des tables de l'Amirauté préparées par MATTHEWS (1925). La correction de pression (donc de profondeur) peut être considérée comme indépendante de la salinité et de la température.

VITESSE DU SON EN METRE PAR SECONDE
EN FONCTION DE LA TEMPERATURE ET DE LA SALINITE
A LA PRESSION ATMOSPHERIQUE

Salinité	12,5	19,9	24,9	29,9	34,8	39,8
Densité à 0°	1,010	1,016	1,020	1,024	1,028	1,032
0°	1,316	1,426	1,432	1,439	1,445	1,452
5°	1,439	1,448	1,454	1,461	1,467	1,473
10°	1,459	1,468	1,474	1,480	1,486	1,492
15°	1,478	1,486	1,492	1,498	1,504	1,509
20°	1,474	1,502	1,507	1,513	1,518	1,524
25°	1,508	1,516	1,521	1,526	1,531	1,537

Correction à ajouter à la vitesse du son
pour les différentes profondeurs.

<i>Profondeurs</i>	<i>Correction</i>
200	4
500	9
1.000	18
2.000	36
5.000	90
9.000	174

(d'après J. Rouch)

La vitesse d'une onde sonore — ou ultrasonore — augmente donc en fonction de la profondeur. Un « rayon » sonore dirigé horizontalement peut être dévié vers le fond et venir toucher l'observateur après avoir été réfléchi sur le fond. L'absorption des ondes sonores par l'eau de mer varie suivant la fréquence. Elle devient très vite importante pour les ondes ultrasonores.

Viscosité

La viscosité de l'eau de mer augmente évidemment en fonction de sa teneur en sels et diminue avec toute augmentation de température. MIYAKA et KURSUMI (1948) ont établi à ce propos les tableaux suivants :

Variations de la viscosité en fonction de la salinité à 20° C

Chlorinité en ‰	Coefficient de viscosité (milli)
0	10,07
4	10,21
8	10,36
12	10,52
16	10,68
20	10,85

Variations de la viscosité en fonction de la température (eau de chlorinité = 20 ‰)

Température	
0°	18,90
3°	16,18
10°	14,03
15°	12,28
20°	10,85
25°	9,66
30°	8,66

La viscosité de l'eau de mer exerce naturellement une influence sur les phénomènes de diffusion. Elle agit aussi sur la vie des organismes planctoniques : toute augmentation favorise la sustentation des formes microscopiques immobiles telles que les diatomées mais exige un effort supplémentaire de tout organisme qui se déplace.

Solubilité des gaz de l'air

Tous les gaz de l'air sont solubles dans l'eau de mer mais à cause de la présence de sels, ils s'y trouvent en quantité moins grande que dans l'eau pure sauf CO_2 , qui réagit avec les bicarbonates de l'eau.

Les tables de FOX (1907) fournissent les quantités d'oxygène présentes à saturation dans de l'eau de mer de diverses salinités au contact d'atmosphère normale sèche. Ainsi, l'eau océanique (Cl = 19 ‰) à -2°C peut contenir jusqu'à 8,52 ml d' O_2 /l. Au fur et à mesure que la température augmente, la quantité d'oxygène présent à saturation diminue. Elle tombe à 4,52 ml/l à 30°C . Dans les mers, les couches superficielles en contact avec l'atmosphère et dans lesquelles la photosynthèse dégage de l' O_2 sont normalement saturées. L'oxygène présent dans les couches profondes par contre, doit y avoir été amené de la surface par les courants. Comme il est consommé par les processus biologiques, sa tension diminue généralement avec la profondeur. Elle peut tomber très bas dans les régions soustraites aux courants. Ainsi, dans tous les océans, existe sous les tropiques, entre 600 et 1.000 m de profondeur, une zone de minimum où la quantité d' O_2 tombe aux environs de 1 ml/l. De même, dans les régions où se trouvent superposées des masses d'eau de densités très différentes qui interdisent tout brassage vertical, comme dans la mer Noire ou dans certains fjords à la surface couverte d'une couche d'eau douce, l'oxygène peut disparaître entièrement. Dans ce cas, de l'hydrogène sulfuré peut apparaître par suite de la réduction des sulfates par les bactéries. Dans des conditions exceptionnelles, il en fut mesuré jusqu'à 22 ml/l.

La solubilité de l'azote dans l'eau de mer a fait l'objet de mesures de RAKESTRAW et EMMEL (1938) qui ont fourni des tables de saturation pour des eaux de salinité et de température variées. Entre 0 et 28° , la quantité d'azote absorbé par l'eau de mer océanique (Cl = 19 ‰) tombe de 14,21 à 8,44 ml/l. Comme l'azote n'intervient pas

dans les processus biologiques, ces chiffres sont de l'ordre de grandeur de ceux observés en réalité.

L'argon a été trouvé en quantités variant entre 0,2 et 0,4 ml/l l'hélium et le néon à la concentration d'environ $1,7 \times 10^{-4}$ ml/l.

La teneur de l'eau de mer en acide carbonique est remarquablement élevée. On peut en extraire entre 34 et 56 ml/l. C'est qu'il s'y trouve présent comme CO_2 dissous, comme H^2CO_3 , comme ion HCO_3^- des bicarbonates et ion CO_3^{2-} des carbonates. Entre ces divers états existe un équilibre mouvant qui se traduit dans la réaction du milieu. En fait, l'eau de mer est un milieu remarquablement tamponné. En surface, son pH est habituellement compris entre 8,1 et 8,3 et ses variations saisonnières ou journalières sont très faibles (de l'ordre du 1/10 d'unité). Dans les eaux isolées comme les flaques littorales, la photosynthèse consommant l'acide carbonique peut parfois élever le pH jusqu'à 8,5. De même dans les couches obscures de l'océan, se passent seulement des processus biologiques d'oxydation libérant du CO_2 et le pH s'abaisse. Au fond des océans, il n'est cependant guère inférieur à 8. Mais dans les eaux stagnantes, séparées depuis longtemps de la surface, il peut tomber plus bas, comme dans la zone de 600 à 1.000 m de profondeur sous les tropiques où il tombe à 7,8 voire 7,5 et dans les bassins fermés où il est parfois légèrement acide.

Solubilité des sels dans l'eau de mer

Sauf dans le cas du carbonate de chaux, constituant du squelette des animaux et des récifs coralliens, la solubilité des sels dans l'eau de mer n'a guère été étudiée. Peut-être, d'ailleurs, beaucoup des corps contenus dans l'eau de mer, comme les sels de fer, de calcium ou de magnésium, y sont-ils sous forme colloïdale et non véritablement dissous.

WATTENBERG et TIMMERMAN ont comparé la solubilité de quelques corps qui interviennent dans les sédiments. Le tableau suivant a été extrait par SVERDRUP, JOHNSON et FLEMING de leur travail. On constatera que dans le milieu complexe qu'est l'eau de mer, ces corps sont beaucoup plus solubles que dans l'eau distillée.

Sel	Solubilité dans l'eau distillée	Solubilité dans l'eau de mer (S = 35 ‰) T° : 20°
CaCO ₃	0,5 × 10 ⁻⁸	50 × 10 ⁻⁸
MgCO ₃ · 3 H ₂ O	0,1 × 10 ⁻⁴	3,1 × 10 ⁻⁴
SrCO ₃	0,3 × 10 ⁻⁹	500 × 10 ⁻⁹
Mg (OH) ²	1 × 10 ⁻¹¹	5 × 10 ⁻¹¹

Eau de mer artificielle

Pour l'étude de la corrosion, ainsi que pour des recherches biologiques, on a cherché à préparer des eaux de mer artificielles. Trois formules sont particulièrement connues. Elles répondent à des besoins différents. Celle de BRUJEWICZ et même celle de LYMAN & FLEMING ne contiennent que les éléments présents en quantités déjà importantes. La solution de Mc CLENDON et coll. contient en plus des phosphates, nitrates et silicates nécessaires à la croissance des algues. Elle est donc surtout destinée à la culture de micro-organismes végétaux.

Il est évidemment impossible de réaliser une solution dont la composition et les propriétés soient exactement identiques à celles de l'eau de mer.

Trop de corps existent dans la mer à l'état de traces et d'autre part, trop fréquemment des impuretés souillent nos produits chimiques. La formule adoptée dépendra par conséquent du but poursuivi. Les études sur la corrosion ne demandent évidemment que des solutions contenant les électrolytes présents en quantités notables dans la mer. Par contre, les recherches biologiques doivent se faire autant que possible avec de l'eau naturelle car les éléments présents à l'état de traces dans l'océan ont souvent une importance décisive. Pour s'en convaincre, il suffit de songer que les pigments respiratoires des animaux sont à base de fer ou de cuivre, substances que les organismes doivent évidemment extraire de l'eau qui les entoure.

FORMULE DE L'EAU DE MER ARTIFICIELLE

(Cl = 19.00 ‰)

Mc CLENDON et al (1917)		BRUJEWICZ (SUBOW, 1931)		LYMAN et FLEMING (1940)	
Sel	g/kg	Sel	g/kg	Sel	g/kg
NaCl	26,726	NaCl	26,518	NaCl	23,476
MgCl ₂	2,260	MgCl ₂	2,447	MgCl ₂	4,981
MgSO ₄	3,248	MgSO ₄	3,305	Na ₂ SO ₄	3,917
CaCl ₂	1,153	CaCl ₂	1,141	CaCl ₂	1,102
KCl	0,721	KCl	0,725	KCl	0,664
NaHCO ₃	0,198	NaHCO ₃	0,202	NaHCO ₃	0,192
NaBr	0,058	NaBr	0,083	KBr	0,096
H ₃ BO ₃	0,058			H ₃ BO ₃	0,026
Na ₂ SiO ₃	0,0024			SrCl ₂	0,024
Na ₂ SiO ₄ O _n	0,0015			NaF	0,003
H ₃ PO ₄	0,0002				
Al ₂ Cl ₆	0,013				
NH ₃	0,002				
LiNO ₃	0,0013				
Total	34,4406	Total	34,421	Total	34,481
Eau à 1.000,000		Eau à 1.000,000		Eau à 1.000,000	

Bibliographie

- BJERKNES et SANDSTROM, J. W. 1910. Dynamic meteorology and hydrography. Pt - I. Statics-Carnegie Inst. Washington Pub. 88.
- BRUJEWISZ. Repris du livre de SUBOW 1931. Oceanographical tables. U. R. S. S. Oceanogr. Inst. Hydro-meteor. Com. 208 pp. Moscow.
- CHENAIS, S. et J. 1939. Constantes physiques de l'eau — Dunod, Paris.
- DITTMAR, W. 1884. Report on researches into the composition of ocean water. Collected by H.M.S. Challenger. Challenger Repts. Physics and Chim. V. 1, p. 1. — 251.
- EKMANN. 1938. Die Zusammendrückbarkeit der Meerwassers. Conseil Perm. Intern. Exp. Mer. Pub. de circonstance 43.
- FOX. C.J.J. 1907. On the coefficient of absorption of the atmospheric gases in distilled water. Conseil Perm. Intern. expl. Mer. Pub. de circonstance 41.
- GAARDER-SPARCK. 1932. Hydrographish biochemische Untersuchungen in Norwegischen Austern Pollen. Bergens Museums Aarbok. 1932. Naturvidens-kapelig rekke, n° 1, p. 5-144.
- HELLAND-HANSEN. 1912. The oceans waters. Intern. Rev. Hydrobiol. Suppl. III. Ser. 1.

- HESELBERG & SVERDRUP. 1914. Die Stabilitätsverhältnisse des Seewassers bei vertikalen Verschiebungen. Bergens Museums Aarbok, n° 14, 17 pp.
- KULLHRODT & REGER. 1938. Die Meteorologische Beobachtungen Methoden, Beobachtungsmateriel und Ergebnisse. Deutsche Atlantische. Exp. Meteor. 1925-1927. Wiss. Erg. Bd 114, p. 215-345.
- KNUDSEN, M. 1910. Hydrographical Tables. G.E.C. God. Copenhagen.
- KRUMMEL, O. 1907. Handbuch der Ozeanographie I. J. Engelborn. Stuttgart.
- LYMAN, J. & FLEMING, R. H. 1940. Composition of sea water. Journ. Mar. Res. 36.
- MALGREM. 1927. On the Properties of Sea-ice Norwegian North Polar. Exp. with the Maud. 1918-1925. Sci. Res. 1.
- MATTHEWS, D. J. 1927. Tables of the Velocity of sound in pure water and sea water for British Admiralty. Hydrog. Dept. H. D. 282. — 1938 Tables for calculating the specific volume of sea water under pressure. Conseil. Perm. Intern. Expl. Mer. Copenhagen.
- Mc CLENDON. 1917. The Hydrogen-ion concentration, CO₂-tension, CO₂ content of sea water. Carnegie Inst. Washington, Pub. N° 251. Marine Biol. p. 21-69.
- RAKESTRAW et EMMEL. 1938. The Relation of Dissolved Oxygen to nitrogen in some Atlantic water. Journ. Marine Research V. 1, p. 207-16.
- J. ROUCH. 1943. Traité d'océanographie physique. Payot. Paris.
- STRIKLAND, J.D.H. 1958. Solar radiation penetrating the ocean. Journ. Fish. Res. Board Canada, 15, p. 453-493.
- SVERDRUP, H. V. 1933. Vereinfachtes Verfahren zur Berechnung der Druck- und Massen Verteilung in Meere - Geophysiske Pub. 10 Oslo.
- SVERDRUP, H. V. - JOHNSON, M. W. & FLEMING, R. H. 1946. The Oceans. Their physics, chemistry and general biology. New-York Prentice Hall.
- THOMPSON, T. G. 1932. The physical Properties of sea water. Physics of the earth. 5. Oceanography Nat. Res. Conseil. Bull. 85.
- UHLIG. Corrosion Handbook. J. Wiley, N. J. 1948.
- WATTENBERG & TIMMERMAN. 1936. Über die Sättigung des See-wassers an CaCO₃, und die anorganogene Bildung von Kalksedimenten. Ann. D. Hydrogr. u. Mar. Meteo. p. 23-31. — 1938. Die Löslichkeit von Magnesiumkarbonat und Strontiumkarbonat in Seewasser. Kieler Meeresforschungen. Bd. 2, p. 81-94.
- WITTING, R. 1908. Untersuchungen zur Kenntnis der Wasserbewegungen und der Wasserumsetzung in den Finnland umgebenden Meeren. Finländische Hydro. Biol. Untersuchungen, N° 2, pp. 246.