

A C T A A D R I A T I C A  
INSTITUTI BIOLOGICO-OCEANOGRAPHICI  
SPLIT (JUGOSLAVIJA)

---

No. 5

TEMPÉRATURE, SALINITÉ OXYGÈNE ET  
PHOSPHATES DANS LES EAUX COTIÈRES  
DE L'ADRIATIQUE ORIENTAL MOYEN

par

A. Ercegović



SPLIT 1934  
BIOLOŠKO-OKEANOGRAFSKI INSTITUT



# Température, salinité oxygène et phosphates dans les eaux cotières de l'adriatique oriental moyen

par

Dr. A. Ercegović

L'institut de biologie marine et d'océanographie, dirigé par le »Curatorium« (comité spécial élu entre les membres de l'Académie yougoslave de Zagreb et de l'Académie royale serbe de Beograd), avec M. le professeur Živojin Đorđević et M. le professeur V. Vouk en tête, a entrepris ses premiers travaux scientifiques suivant le plan de l'ancien directeur M. le professeur S. Stanković dont le but primaire était de connaître les vicissitudes physicochimiques, de même que celles biologiques, des environs de Split. On a choisi les environs de Split à cause de leur proximité immédiate de la station et, d'autre part, parce qu'ils présentent le type côtier d'eau de l'Adriatique oriental moyen.

Pour atteindre ce but on a choisi quatre stations fixes, la première (st. A) au milieu de la baie de Kaštela, la deuxième à l'entrée de la même baie (st. B), la troisième au milieu du canal de Šolta (st. C), et la quatrième du côté SW de cette même île (voir la fig. 1). Toutes ces stations sont fortement influencées par la côte, la station A le plus, et la station D le moins. C'était mon devoir d'étudier les qualités physicochimiques de l'eau de mer en ce qui concerne la température, la salinité, l'oxygène dissout et les phosphates. En poursuivant ce but j'ai réalisé, au cours de la période juin 1932-mai 1933 56 sorties en mer. A cause d'inconvénients techniques et météorologiques la régularité prévue de ces sorties a souffert quelques interruptions remarquables.

Après une étude poursuivie pendant douze mois je vais apporter, en résumé, les résultats de mes recherches hydrographiques. Comme le cours des qualités étudiées d'eau, aux stations

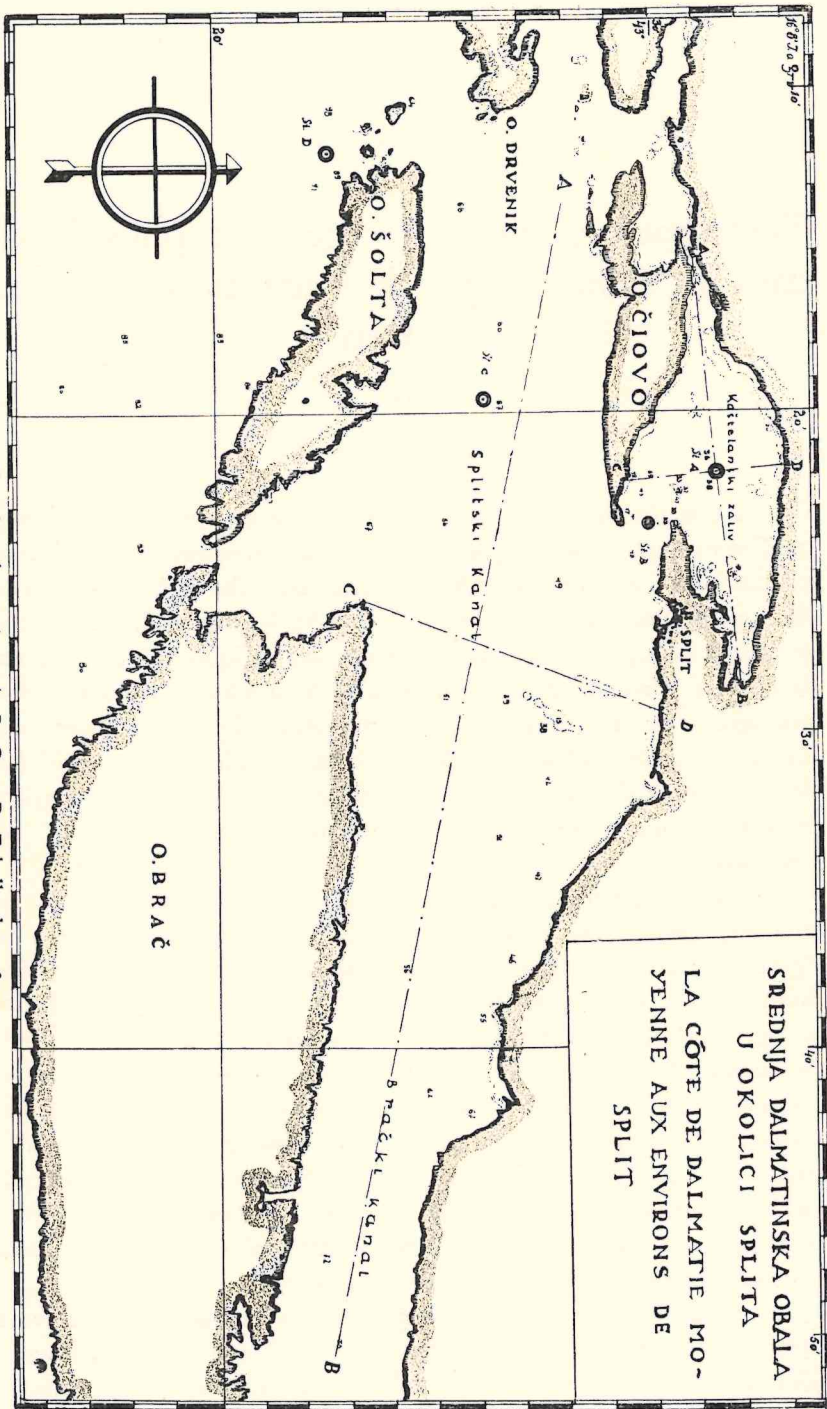


Fig. 1. Situation des stations A, B, C et D. Echelle du 328000°.

*B* et *C*, est parfaitement analogue et très souvent identique à celui des stations *A* et *D*, en exposant les changements d'état d'eau étudiée je prendrai en considération, surtout, la station *A* qui accuse la plus grande, et la station *D* qui démontre la moindre influence de la côte.

Mais avant de passer à l'exposition de ces résultats je veux me faire plaisir de remercier M. le professeur Živojin Đorđević, président du Curatorium et M. le professeur V. Vouk, actuellement directeur de l'institut qui se sont intéressés de tout temps à mes recherches et dont le bienveillant concours m'a permis de réaliser mon travail. Je ne saurais oublier, non plus, l'appui généreux que j'ai rencontré chez M<sup>me</sup> le docteur L. Möller de Berlin, M. le professeur S. Stanković de Beograd et M. le docteur K. Kalle de Hamburg qui m'ont apporté leur aide éclairée dans mon étude de méthodes hydrographiques.

### Météorologie

Comme les recherches océanographiques ont démontré, partout, une relation étroite entre les phénomènes du milieu atmosphérique et ceux du milieu océanique, nous avons cru nécessaire de faire précéder l'exposition de nos observations océanographiques d'une brève exposition des vicissitudes atmosphériques à Split dans le délai juin 1932-mai 1933. Les renseignements météorologiques ont été mis à notre disposition par la station météorologique centrale de la marine d'état à Split.

**Température.** La température mensuelle moyenne (voir la fig. 2) monte rapidement dans les mois d'été et atteint son maximum au mois d'août (26,8 C°). Dans les mois subséquents elle subit une diminution, d'abord moins, plus tard de beaucoup plus prononcée. Elle atteint son minimum en janvier, après lequel elle reprend son élévation, d'abord lente, puis beaucoup plus rapide. Il me semble utile de relever les faits que la baisse de la température, en septembre, n'est pas tout à fait remarquable, de sorte qu'elle est plus élevée, en ce mois, qu'au mois de juillet; de même son élévation en février est à peine prononcée de sorte que la température est, en ce mois, encore plus basse qu'en décembre. Ces faits ont eu, comme nous allons le voir, une influence décisive sur le régime thermique marin.

La courbe qui présente les températures moyennes est nettement asymétrique. Pour que la température arrive à son ma-

ximum il a fallu sept mois, pour qu'elle tombe à son minimum il n'en a fallu que cinq. Par conséquent, l'air se refroidit assez plus vite qu'il ne s'échauffe.

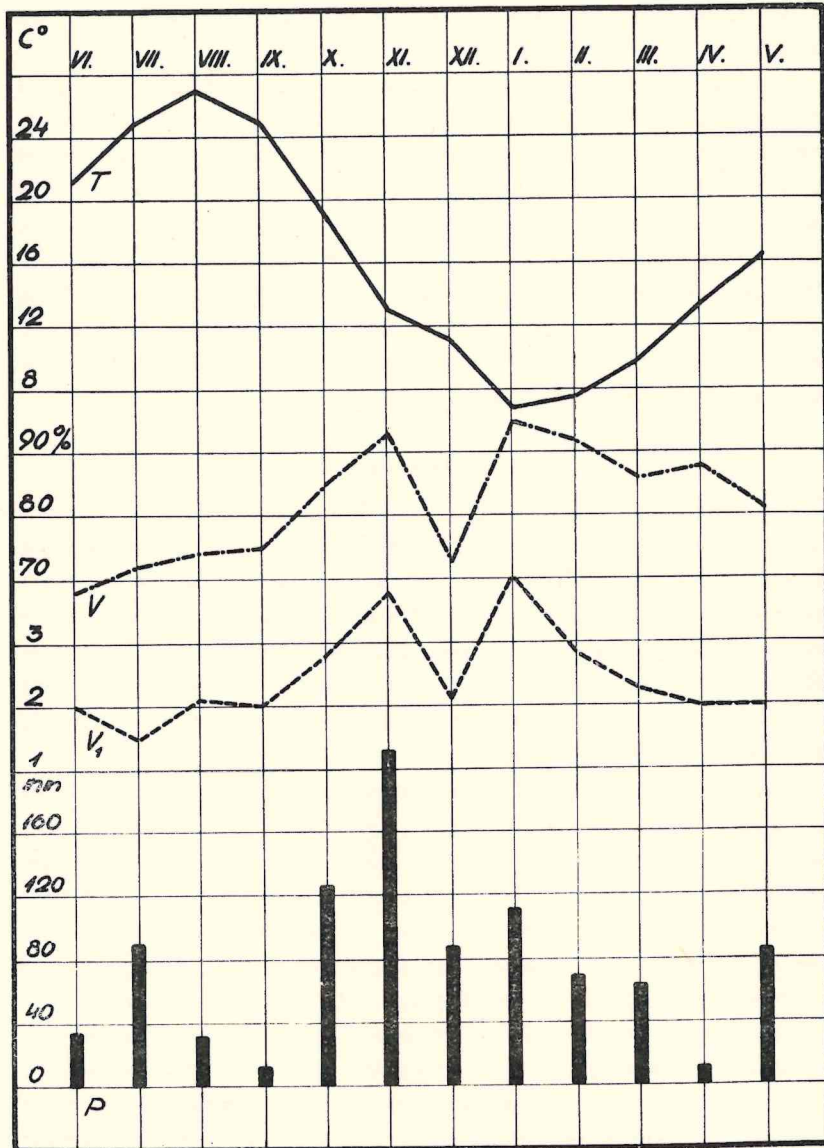


Fig. 2. Valeurs mensuelles moyennes de la température de l'air (T), de la fréquence (en %, V) et de l'intensité (V<sub>1</sub>) des vents, des chutes météorologiques (P).

Par rapport à la température normale de la ville de Split, déduite d'une plus longue série d'années (60 ans), le deuxième

semestre de l'année 1932 a eu une température supérieure, tandis que les mois du premier semestre de l'an 1933 ont eu une température inférieure à celle de la normale.

**Pluviométrie.** Dans cet intervalle de temps il est tombé 957,4 mms d'eau. Etant donné que le chiffre normal de chutes atmosphériques s'élève à 947 mms, la quantité de pluies pendant cette période a été à peu près normale. En ce qui concerne la répartition mensuelle des pluies (voir la fig. 2), les mois d'automne ont été les plus abondants en chutes, surtout le mois de novembre avec le maximum absolu de 214,5 mms. En second lieu vient le trimestre d'hiver avec un maximum relatif en janvier. Ensuite viennent, par ordre de décroissance, le printemps et l'été. En ce qui concerne le minimum absolu, il a été, cette année, en retard d'un ou de deux mois et ne s'est manifesté avant le mois de septembre (6,3 mms).

Il y a eu, en tout, un peu plus de cent jours de pluie. Les mois les plus pluvieux ont été octobre, novembre et mai (chacun 14 jours). Les mois les moins pluvieux ont été août et septembre (3—5 jours). En montrant le maximum de chutes et de jours pluvieux en novembre, Split a manifesté un rapprochement net du type méditerranéen de la répartition des pluies; par le fait que le minimum a retardé, elle a montré, au contraire, l'influence de la terre. Ainsi, semble-il, le centre du littoral dalmatien présente un territoire où concourent, d'une manière remarquable, les influences de la mer aussi bien que celles de la terre.

**Vents** (voir la fig. 2). Dans la période étudiée il a eu 82% de vents et 18% de calme. La saison la plus venteuse a été l'hiver (décembre 1932 - février 1933) avec 87%. Alors viennent, par ordre de décroissance, le printemps (mars-mai, 85%), l'automne (septembre-novembre 84%) et l'été (juin-août, 71%). Le maximum de fréquence se montre en janvier 1933 (95%) et le minimum en juin 1932 (68%). — Quant à l'intensité moyenne des vents, elle a été la plus grande dans les mois de printemps (mars-mai: 3,1 Beauf). Ensuite viennent, par ordre de décroissance l'hiver (3,0), l'automne (2,8) et l'été (1,8). Pendant les mois d'automne et d'hiver l'augmentation ou bien la diminution de la fréquence sont, plus ou moins, en concordance avec l'augmentation ou bien la diminution de l'intensité moyenne des vents. Au printemps et en été il n'en est pas ainsi. Pendant ces saisons la force moyenne des vents n'augmente pas à mesure que la fréquence s'accroît. Le

résultat en est que les vents, en été, sont non seulement moins fréquents mais aussi ils sont de beaucoup moins forts qu'en automne et en hiver.

En ce qui concerne la fréquence des vents singuliers, nous pouvons apporter l'échelle suivante:

NE = 26,8	NW = 2,6
SE = 13,2	ESE = 2,3
SW = 13,6	NNE = 1,5
ENE = 6,5	SSE = 1,3
S = 6,4	Les autres = 2,7
E = 3,7	Calme = 18,3
N = 2,8	

Les chiffres apportés de même que la figure 3 nous montrent la prédominance du nordest, du sudest et du sudwest. La prédominance des vents cités doit être attribuée à la situation de la côte dalmatique qui est orientée dans la direction SE-NW. — Le vent NE, appelé Bora, soufflant dans la direction perpendiculaire à la côte, est, surtout, le vent d'hiver (43,6%) et de printemps (25%). La fréquence en est moindre en automne, mais encore plus grande que celle des autres vents. Le sudest est, en général, le vent de printemps (18%) et d'automne (15%). Le sudwest est le vent d'été (21%). — Quant à l'intensité moyenne des vents dominants, le NE a la plus grande intensité en printemps (4,6) et la moindre en été (3,1). Le SE est le plus fort en hiver (5,6), le moins fort en été (4,0). L'intensité moyenne annuelle du SE (4,9) est plus grande que celle du NE (3,6) ou de SW (3,6). Cela résulte du fait que le SE souffle, d'habitude, avec une intensité assez forte tandis que le NE, tout en montrant parfois de plus hauts degrés de l'échelle de Beaufort, dans la plupart des cas il ne présente qu'une vitesse bien modérée, surtout en été.

#### Thermique de la mer

La température des eaux étudiées suit, dans l'ensemble, le cours de la température de l'air. Le maximum se produit-suit les stations et les niveaux-à partir du mois d'août jusqu'au mois de décembre (voir les fig. 4 et 5). Plus la station est rapprochée de la côte, plus vite elle atteint son maximum. Pendant que la température à la superficie de la station A arrive à son maximum au mois



de septembre (voir le tabl. 1), elle n' y arrive, à la station D, avant le mois d'octobre. Les couches inférieures atteignent leurs maximums plus tard que les couches supérieures. Ainsi, les couches supérieures de la station D, jusq' au niveau de 60 mètres, montrent leur maximum

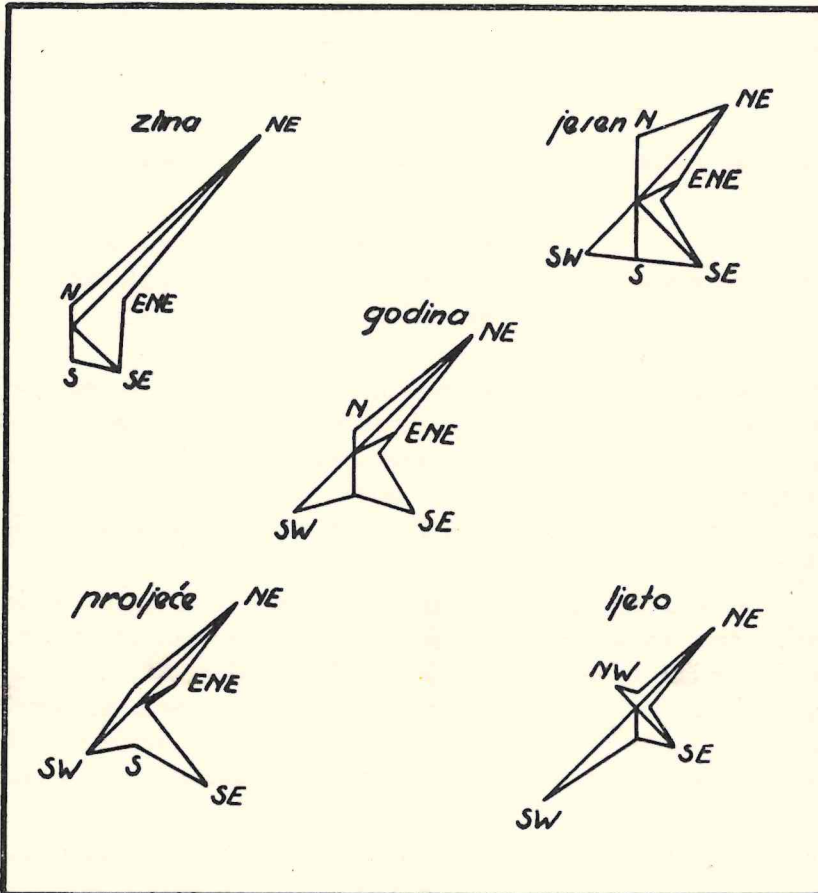


Fig. 3. Répartition saisonnière de la direction des vents. En haut: en hiver (à gauche) et en automne (à droite). En bas: au printemps (à gauche) et en été (à droite). Au milieu: moyenne annuelle.

Tableau 1. Chiffres extrêmes et oscillation de la température (C°) de l' eau de mer à la St. A

eau de surface	{	maximum 26,20	le 10 septembre
		minimum 10,60	le 14 février
		oscillation 15,60	
eau à 5 mètres	{	maximum 23,64	le 29 septembre
		minimum 11,28	le 26 février
		oscillation 12,36	

eau à 10 mètres	{	maximum 23,71	le 29 septembre
		minimum 11,48	le 26 février
		oscillation 12,23	
eau à 15 mètres	{	maximum 23,35	le 29 septembre
		minimum 11,61	le 26 février
		oscillation 11,74	
eau à 20 mètres	{	maximum 23,49	le 29 septembre
		minimum 11,55	le 26 février
		oscillation 11,94	
eau à 30 mètres	{	maximum 23,06	le 12 octobre
		minimum 12,10	le 24 janvier
		oscillation 10,96	

en octobre, les couches inférieures ne l'atteignent qu'au mois de novembre (à 70 mètres) ou bien de décembre (80 et 90 mètres). Les mêmes régularités se sont manifestées chez la baisse hibernale de la température. A la station *A*, elle atteint son minimum en février, tandis que, à la station *D*, ne l'atteint que vers la fin du mois de mars.

Si nous considérons les eaux cotières étudiées comme une seule unité, nous voyons qu'elles atteignent leur maximum en octobre, et leur minimum en mars (voir le tabl. 3). Il en, donc, résulte que l'été et l'hiver océaniques retardent de deux mois par rapport à l'été et l'hiver atmosphériques. Il en suit que l'eau cotière étudiée perd en cinq mois la chaleur qu'elle a mis à acquérir en sept mois.

Tableau 2. Chiffres extrêmes et oscillation de la température de l'eau de mer à la St. D

eau de surface	{	maximum 24,26	le 1 octobre
		minimum 13,00	le 14 février
		oscillation 11,26	
eau à 10 mètres	{	maximum 24,16	le 1 octobre
		minimum 12,70	le 29 mars
		oscillation 11,46	
eau à 20 mètres	{	maximum 24,16	le 1 octobre
		minimum 12,70	le 29 mars
		oscillation 11,46	

eau à 30 mètres	{	maximum	23,23	le 13 octobre
		minimum	12,70	le 29 mars
		oscillation	10,53	
eau à 40 mètres	{	maximum	23,25	le 13 octobre
		minimum	12,90	le 29 mars
		oscillation	10,35	
eau à 50 mètres	{	maximum	23,07	le 13 octobre
		minimum	13,19	le 29 mars
		oscillation	9,88	
eau à 60 mètres	{	maximum	22,35	le 23 octobre
		minimum	13,29	le 29 mars
		oscillation	9,06	
eau à 70 mètres	{	maximum	19,33	le 15 novembre
		minimum	13,31	le 29 mars
		oscillation	6,02	
eau à 80 mètres	{	maximum	17,48	le 11 décembre
		minimum	13,31	le 29 mars
		oscillation	4,17	
eau à 90 mètres	{	maximum	17,46	le 11 décembre
		minimum	13,31	le 29 mars
		oscillation	4,15	

Tableau 3. Températures moyennes mensuelles des station A, B, C et D

St.	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	
A	17,52	18,85	19,02	21,45	22,19	19,11	17,08	13,70	12,02	12,28	13,16	14,77	16,76
B	17,20	18,58	18,99	21,14	22,47	19,75	16,89	14,55	12,52	12,40	13,28	15,25	16,90
C	16,87	17,50	17,08	18,95	21,99	19,71	16,26	14,62	12,78	12,73	13,18	14,96	16,38
D	16,14	16,90	16,40	16,39	20,38	19,52	17,30	15,49	13,60	13,30	13,65	14,96	16,17
	16,93	17,95	17,87	19,48	21,75	19,52	16,88	14,59	12,83	12,67	13,31	14,98	16,55

La température moyenne annuelle des eaux étudiées (16,55 C°) correspond, à peu près, à la température moyenne annuelle de l'air (16,3 C°). Mais pendant que le maximum de la température moyenne mensuelle de l'air remonte à 26, 8 C°, et le minimum tombe à 6,8 C°, le maximum mensuel des eaux étudiées ne montre plus de

21,75 C°, et le minimum ne descend audessous de 12,67 C°. Pendant que les températures moyennes des eaux étudiées présentent, ainsi, des oscillations assez modérées, les oscillations des couches singulières d'eau présentent des oscillations de beaucoup plus fortes. Plus les couches d'eau sont influencées par la côte (stations A, B, C) et plus elles s'approchent de la surface, plus grandes oscillations elles présentent. La couche superficielle de la station A, avec le maximum de 26,20 C° (le 10 septembre) et le minimum de 10,60 C° (le 14 février) a présenté une oscillation de 15,60 C°, ce qui est la plus grande oscillation qui a été rencontrée dans les eaux étudiées. La couche de 90 mètres de la station D, avec son maximum de 17,46 C° (le 11 décembre) et son minimum de 13,31 (le 29 mars) a présenté une oscillation de 4,15 C°, la moindre, donc, qui s'est manifestée dans les eaux en question.

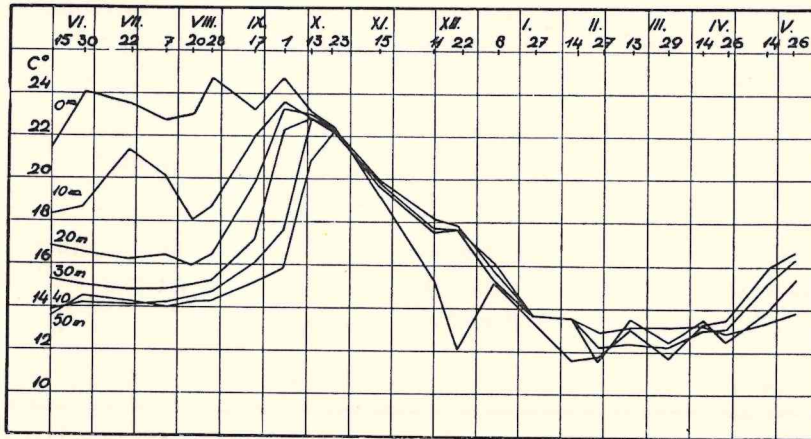


Fig. 4. Cours de la température de différentes couches d'eau à la station C.

Ni l'accroissement d'été ni la baisse d'hiver ne sont complètement réguliers ni interrompus, mais ils sont marqués d'oscillations assez considérables (voir les fig. 4, 5 et 7). De pareilles oscillations se rencontrent, surtout, en été dans la couche de dix mètres. Mais ce qui est plus intéressant c'est que les dites oscillations ne montrent pas, à de différents niveaux, une allure parallèle. Pendant que, par exemple, le 25 juillet, la couche de dix mètres, à la st. A, montre une baisse considérable de la température, dans le même temps on rencontre, au niveau de 20 mètres, une élévation bien remarquable (voir la fig. 7). Le fait analogue s'est produit, une ou deux fois, en juillet ou en août, dans toutes les stations. En automne, surtout en hiver et dans la première moitié de printemps, on ren-

contre, souvent, une diminution brusque du gradient thermique au sens convergent. Pendant que la température des couches supérieures accuse une élévation, celle des couches inférieures montre une baisse, ou viceversa. Il en résulte que le gradient thermique entre le niveau superficiel et celui du fond devient de beaucoup plus petit ou bien disparaît du tout. Des exemples se présentent le 12 octobre à la station A et le 27 février à la station D.

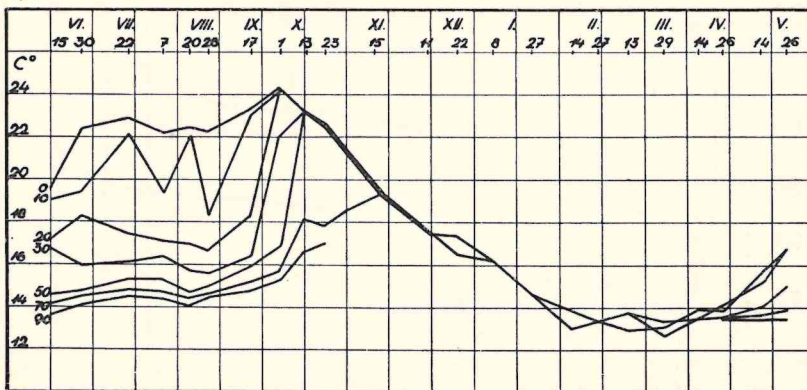


Fig. 5. Cours de la température de différentes couches d'eau à la station D.

En ce qui concerne la stratification thermique, nous pouvons distinguer deux périodes: la période d'été et celle d'hiver. La première commence dans la seconde moitié de printemps et perdure jusqu'à l'automne (aux stations A, B, C) ou bien jusqu'au commencement d'hiver (station D). La seconde période occupe le reste de l'année. La première est caractérisée par une stratification strictement anotherme et par des gradients thermiques bien prononcés, surtout entre les couches supérieures (voir les fig. 4 et 5). Cependant les gradients thermiques aux stations A, B, et C sont sensiblement plus grands que ceux de la station D. Le gradient le plus grand qu'on ait pu reconstruire entre le niveau superficiel et celui de trente mètres, à la station A, fut trouvé le 10 septembre et il nous a montré une différence thermique de 10,95 C°. Le gradient thermique le plus grand, à la station D, fut trouvé le 1 octobre, et il a témoigné, entre la couche superficielle et celle du fond, une différence thermique de 9,01 C°. — Cette période d'été est caractérisée, de plus, à la station D, par une thermocline bien prononcée (voir la fig. 6) qui s'est manifestée le 22 juillet entre les couches de dix et de vingt mètres et a montré une différence thermique de 4,75 C°. La thermocline se déplaçait, au cours d'été

et d'automne, vers les couches infimes. Le 1 octobre elle se trouvait entre les niveaux de 30 et de 40 mètres, le 13 octobre entre les niveaux de 50 et de 60 ms, le 25 octobre entre 60 et 70 ms et le 11 décembre elle a descendu jusqu'à 90 ms ce qui veut dire que la chaleur d'été avait occupé, à ce temps - là, toute la colonne d'eau et l'avait rendue parfaitement homotherme.

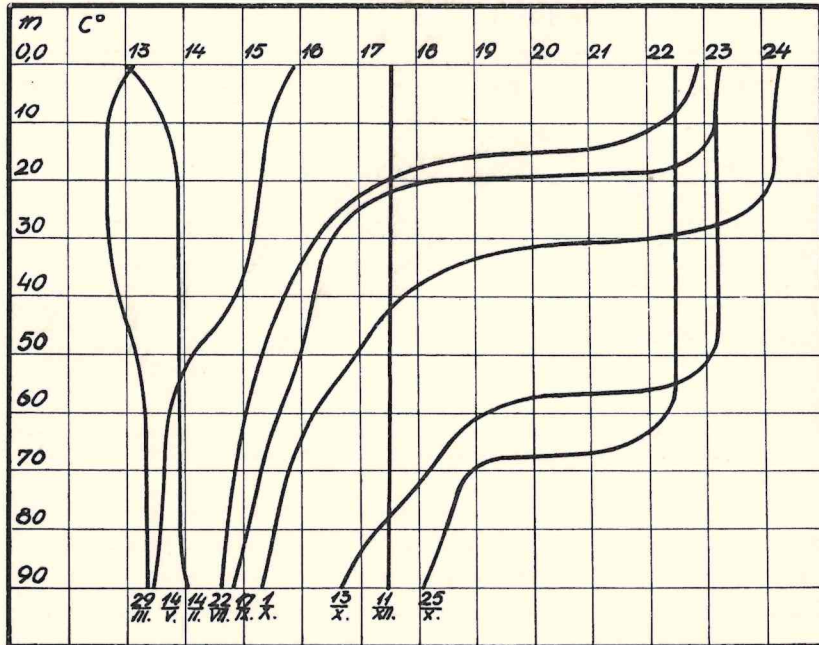


Fig. 6. La thermocline pendant l'été et l'automne de l'année 1932 à la station D.

La période d'hiver est marquée par une stratification katherme ou mésotherme et par des gradients thermiques moins prononcés. Puisque ces gradients thermiques sont, souvent, très insignifiants, il se manifeste, pendant toute cette période d'hiver — à partir du mois d'octobre jusqu'au mois d'avril — une tendance évidente à l'homothermie. Le gradient thermique entre la surface et la couche infime, parfois, n'est pas supérieur à 0,56 C° (à la station A le 12 octobre); parfois on rencontre dans toute la colonne d'eau, haute de 90 mètres, une homothermie parfaite (le 27 janvier à la station D).

En ce qui concerne les agents qui ont déterminé le cours saisonnier et la répartition de la chaleur dans les couches diverses, c'est la température de l'air qui occupe le premier lieu. Cela nous apparaît évident si nous prenons en considération le parallélisme qui

existe entre la courbe de la température de l'air et celles qui représentent la température de différentes couches d'eau (voir la fig. 7). Le fait important que l'été et l'hiver océaniques retardent de deux mois est facile à expliquer si nous envisageons les vicissitudes ther-

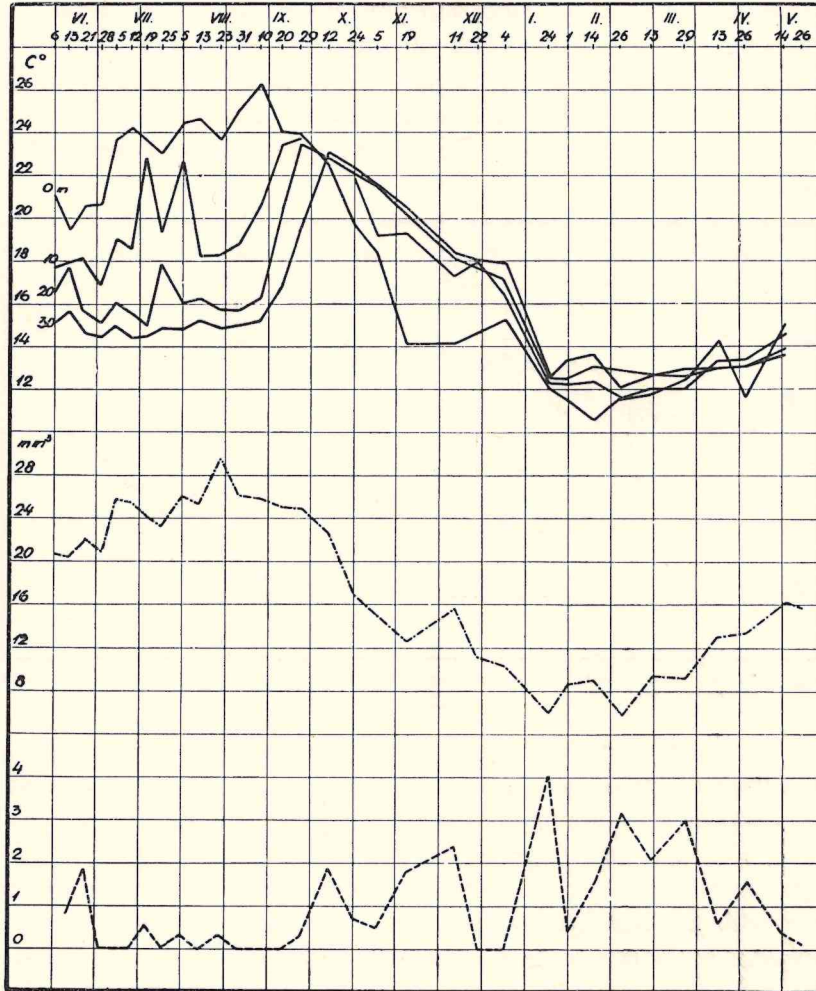


Fig. 7. Température de l'eau de mer à la station A (en haut); température de l'air à Split (au milieu); intensité moyenne des vents (en bas).

miques de l'air. Bien que la température moyenne mensuelle de l'air ait atteint, en 1932, son maximum au mois d'août (26,8 C°) et qu'elle ait baissé en septembre et en octobre, elle y est restée encore assez haute pour produire une élévation de la température dans l'eau de mer qui présentait, à ce-temps-là, une température de beaucoup plus

basse. D'une manière tout à fait analogue la température de l'air en février, quoique un peu plus élevée ( $7,5\text{ C}^{\circ}$ ) que celle en janvier ( $6,8\text{ C}^{\circ}$ ), a persisté à être assez basse pour produire une baisse de la température dans les couches d'eau qui présentaient dans le même temps une température beaucoup plus élevée. Les hautes températures de l'air en septembre et en octobre, d'un côté, et les basses températures en février et en mars de l'autre côté, présentent la vraie raison pour laquelle l'été et l'hiver océaniques ont retardé de deux mois par rapport à l'été et à l'hiver atmosphériques (voir la fig. 8).

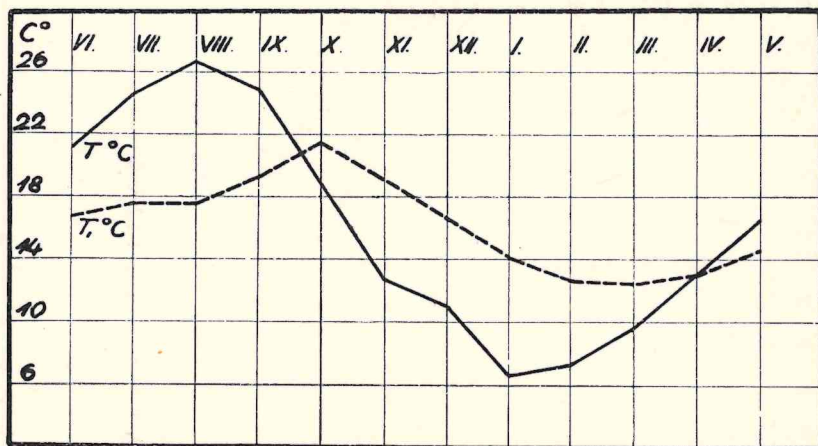


Fig. 8. Températures mensuelles moyennes de l'air (à Split, T) et de l'eau de mer étudiée ( $T_1$ ).

En dehors de la température de l'air il y a d'autres agents qui influent sur la température des eaux étudiées. Ces sont, surtout, les vents et les courants marins qui y viennent en ligne de compte.

Les forts vents, que ce soit des vents de NE ou ceux de SE, qui ont atteint le huitième ou mieux encore le neuvième degré de l'échelle de Beaufort, exercent une influence considérable sur la répartition de la température entre les différentes couches d'eau. La diminution du gradient thermique au sens convergent — qu'on rencontre souvent en hiver et qui conduit parfois à l'homothermie parfaite (le 27 janvier, voir le graphique 5) — n'est que la conséquence directe d'un mélange de diverses couches produit par l'action énergétique des vents. Nous avons tiré cette conclusion en observant le fait que les dates des forts vents et celles de la diminution du gradient thermique montrent une coïncidence remarquable. Ce sont, donc, de forts vents qui produisent, du moins en partie, les irrégularités



qui apparaissent dans le cours de la température, surtout en automne et en hiver, et qui produisent, souvent, dans toute la colonne d'eau étudiée une tendance nette à l'homothermie.

Les courants marins exercent, à leur tour, une influence considérable sur la température des eaux étudiées, quoique une influence moins évidente que celle des vents. Le fait qu'on rencontre en été en toutes les stations et suivant lequel de chutes brusques de la température, dans certaines couches intermédiaires (surtout aux niveaux de dix et de vingt mètres) sont accompagnées d'augmentation de la température dans les couches attenantes (voir le graphique 7) ne peut être expliqué par l'action des agents atmosphériques qui commencent à la surface et y produisent des oscillations les plus grandes. Nous croyons pouvoir donner une explication satisfaisante en supposant l'existence des courants verticaux qui ont mêlé l'eau des couches inférieures avec celle des couches supérieures. A cette conclusion nous amènent non seulement l'état trouvé de température que nous venons de signaler, mais encore le fait complètement analogue concernant la salinité de différentes couches intermédiaires (voir le graphique 11). Si nous tenons compte, de plus, que la même couche intermédiaire qui présente une chute brusque de la température présente en même temps une élévation remarquable de la salinité, et viceversa, et que les couches inférieures sont, pendant l'été, moins chaudes et plus salées que les couches supérieures, nous pouvons conclure, avec toute vraisemblance, que les chutes brusques de la température, dans les couches intermédiaires, ont été causées par le mélange de ces eaux avec des eaux inférieures produit par des courants.

Pour conclure ce chapitre, nous pouvons résumer que la température de l'air a déterminé, en ensemble, le degré et le cours de la température dans les eaux étudiées tandis que les vents forts et les courants ont agi sur la répartition détaillée de la température entre les niveaux différents et ont causé les oscillations brusques de la température dont les eaux étudiées sont si bien caractérisées.

### Salinité

La détermination de la salinité a été faite suivant la méthode de Mohr, modifiée par M. Knudsen. On a utilisé les tables de ce dernier auteur de même que l'eau normale préparée au laboratoire hydrographique de Copenhague.

Le graphique (voir les fig. 9, 10 et 11) qui présentent le cours de la salinité aux stations A, C et D nous fait distinguer deux périodes: la période d'élévation et celle d'abaissement. Mais ni la période d'élévation ni celle d'abaissement ne sont pas tout à fait continues: elles sont interrompues, souvent, par d'oscillations considérables. De plus, elles ne coïncident pas en même temps dans tous les niveaux.

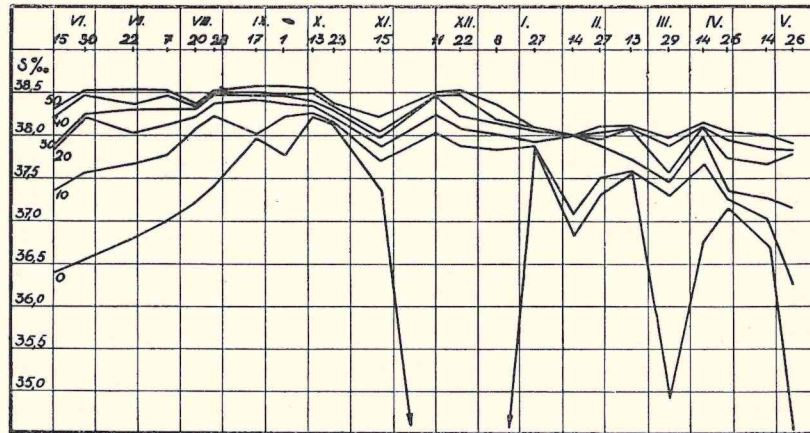


Fig. 9. Salinité à la station C.

Tableau 4. Chiffres extrêmes et oscillation de la salinité (S‰) de l'eau de mer à la St. A

eau de surface	maximum	37,85	le 12 octobre
	minimum	21,64	le 22 décembre
	oscillation	16,21	
eau à 5 mètres	maximum	37,93	le 12 octobre
	minimum	34,02	le 11 décembre
	oscillation	3,91	
eau à 10 mètres	maximum	38,19	le 19 septembre
	minimum	34,56	le 11 décembre
	oscillation	3,91	
eau à 15 mètres	maximum	38,23	le 10 septembre
	minimum	36,92	le 11 décembre
	oscillation	1,31	
eau à 20 mètres	maximum	38,39	le 29 septembre
	minimum	36,89	le 11 décembre
	oscillation	1,50	
eau à 30 mètres	maximum	38,53	le 10 septembre
	minimum	37,43	le 24 janvier
	oscillation	1,10	

La période d'élévation qui se montre, surtout, en été, finit par le maximum dont la date varie notablement suivant les niveaux. En général vaut la règle: Plus un niveau se rapproche de la surface, plus tard il atteint son maximum. Pour cette raison dans la zone de 90 jusqu'à 60 mètres, le maximum s'établit déjà en juin ou en juillet, dans la couche de 50 mètres en août, dans les couches supérieures en octobre. A la station *A* les couches depuis 30 jusqu'à 10 mètres atteignent leur maximum en septembre, et les couches supérieures en octobre. — La date du minimum varie à son tour: elle dépend du niveau et de la station. Plus le niveau se rapproche de la surface, plus tard il atteint son minimum. A la station *D*, dans la zone de 80 mètres, le minimum fut rencontré déjà en février, dans les zones de 90, 70, 60 et 40 ms il fut trouvé en mars, dans celles de 50, 30 et 20 ms en mai, dans le niveau de 10 ms en juin et à la surface en décembre.

Tableau 5. Chiffres extrêmes et oscillation de la salinité (S‰) de l'eau de mer à la St. *D*

eau de surface	{	maximum 38,76	le 1 octobre
		minimum 36,22	le 22 décembre
		oscillation 2,54	
eau à 10 mètres	{	maximum 38,76	le 1 octobre
		minimum 37,56	le 30 juin
		oscillation 1,20	
eau à 20 mètres	{	maximum 38,76	le 1 octobre
		minimum 37,70	le 26 mai
		oscillation 1,06	
eau à 30 mètres	{	maximum 38,71	le 1 octobre
		minimum 37,88	le 26 mai
		oscillation 0,83	
eau à 40 mètres	{	maximum 38,71	le 1 octobre
		minimum 37,92	le 29 mars
		oscillation 0,79	
eau à 50 mètres	{	maximum 38,69	le 7 août
		minimum 38,10	le 26 mai
		oscillation 0,59	
eau à 60 mètres	{	maximum 38,71	le 22 juillet
		minimum 38,17	le 29 mars
		oscillation 0,54	

eau à 70 mètres	{	maximum	38,71	le 22 juillet
		minimum	38,17	le 29 mars
		oscillation	0,54	
eau à 80 mètres	{	maximum	38,77	le 30 juin
		minimum	38,19	le 14 février
		oscillation	0,58	
eau à 90 mètres	{	maximum	38,71	le 22 juillet
		minimum	38,19	le 13 mars
		oscillation	0,52	

Quant aux différentes stations, celles qui sont plus influencées par la côte (st. A, B, C) atteignent leur minimum en automne, tandis que la station D, moins influencée par la côte, l'atteint, en général, au printemps.

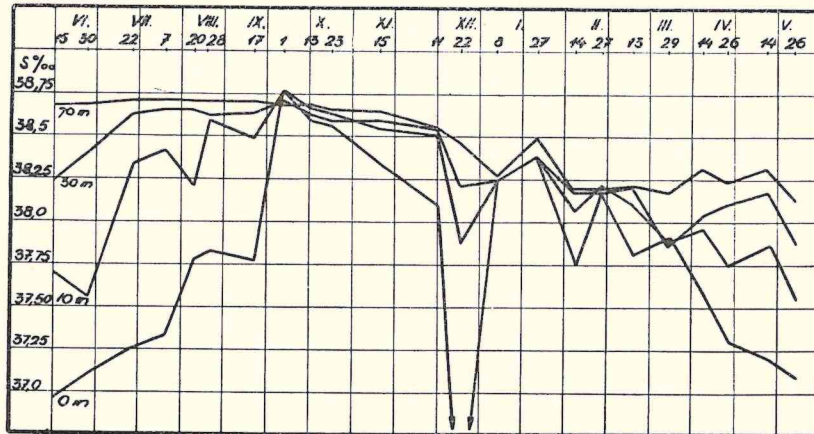


Fig. 10. Salinité de l'eau de mer à la station D.

Comme nous l'avons déjà mentionné, l'élévation de même que l'abaissement de la salinité sont souvent interrompus par de fortes oscillations. Celles-ci se produisent en été de même qu'en hiver. Mais ce qui est caractéristique pour elles c'est qu'elles ne montrent pas, à de différents niveaux, une allure parallèle. Elles ont pour effet de fortes diminutions du gradient halin au sens convergent. Par conséquent, dans ce cas l'augmentation de la salinité dans une couche d'eau est accompagnée de baisse de la salinité dans l'autre. On en a pu signaler le meilleur exemple à la station D. Pendant que, le 22 décembre le gradient halin entre la surface (36,22) et le niveau infime (90 ms, 38,53) était de 2,31, 17 jours

après, le 8 janvier, il n'était que de 0,13 S ‰. On trouve de pareils exemples le 24 janvier à la station *A* et le 27 février à la station *D*.

L'amplitude des variations annuelles est d'autant plus grande que la station est plus rapprochée de la côte et que les couches d'eau sont plus rapprochées de la surface. La station *A*, la plus rapprochée de la côte, avec son minimum de 21,64 ‰ (le 22 décembre à la surface) et le maximum de 38,53 (le 10 septembre dans le niveau de 30 mètres), présente la plus grande amplitude annuelle d'oscillation (16,89), tandis que la station *D*, la plus éloignée de la côte, avec son minimum de 36,22 (le 22 décembre à la surface) et le maximum de 38,77 (le 30 juin dans la zone de 80 mètres) présente la moindre amplitude d'oscillation annuelle (2,55) qu'on ait pu trouver dans la colonne d'eau étudiée. Quant aux différents niveaux, l'oscillation annuelle de la couche superficielle de la station *A*, se tenant entre le maximum absolu de 37,85 S ‰ (le 12 octobre) et le minimum de 21,64 S ‰ (le 22 décembre) montre une amplitude de 16,21, tandis que l'oscillation de la couche superficielle de la station *D*, se tenant entre 36,22 S ‰ (le 22 décembre) et 38,76 S ‰ (le premier octobre) ne présente qu'une amplitude de 2,54 S ‰. L'oscillation annuelle de la couche infime (30 ms) de la station *A* — entre le maximum de 38,53 S ‰ (le 10 septembre) et le minimum de 37,43 S ‰ (le 24 janvier) — présente une amplitude de 1,10 S ‰, tandis que la même oscillation de la couche infime de la station *D* (à 90 mètres) — avec le maximum de 38,71 S ‰ (le 27 juillet) et le minimum de 38,19 S ‰ (le 13 mars) — ne présente qu'une amplitude de 0,52 S ‰. Le degré de salinité moyenne annuelle de la station *A* est de 36,98 S ‰, tandis que celui de la station *D* s'élève à 38,34 S ‰. La moyenne annuelle de la salinité des eaux étudiées est de 37,58 S ‰ (voir le tableau 6).

Tableau 6. Valeurs moyennes de la salinité (S ‰) aux stations *A*, *B*, *C* et *D*

St	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	
A	36,83	37,36	37,72	38,04	37,85	36,31	34,58	37,19	37,02	36,56	37,34	37,02	36,98
B	37,05	37,49	37,83	38,14	38,43	37,01	35,59	37,37	37,38	36,79	37,36	37,02	37,28
C	37,79	37,94	38,14	38,33	38,33	37,87	36,81	37,61	37,73	37,51	37,68	37,20	37,74
D	38,29	38,49	38,56	38,58	38,67	38,57	38,29	38,37	38,18	38,10	38,09	37,99	38,34
	37,49	37,82	38,06	38,27	38,32	37,44	36,31	37,63	37,57	37,24	37,61	37,30	37,58

En ce qui concerne la stratification, elle est presque toujours kathohaline. Dans de cas exceptionnels de couches intermédiaires ont présenté la plus grande salinité. Le gradient halin est, en général, plus grand en été qu'en hiver. Il s'atténue aussi vers le fond.

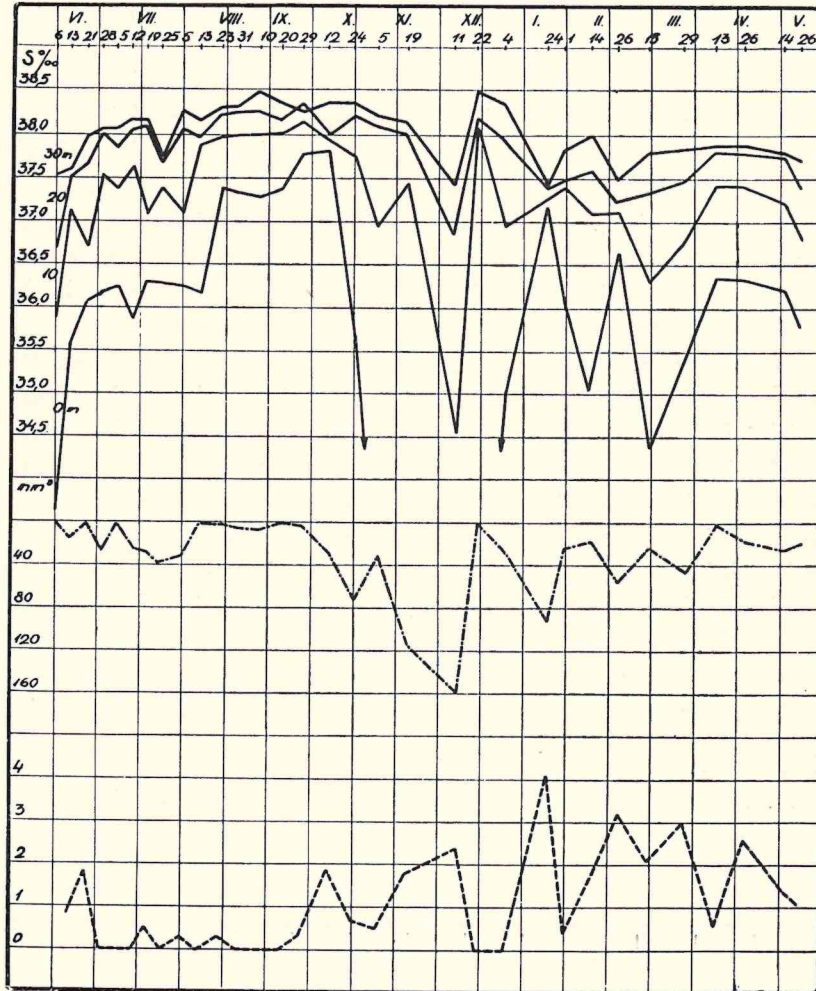


Fig. 11. Salinité de l'eau de mer à la st. A (en haut). Cours annuel des chutes météorologiques (au milieu) et de l'intensité des vents (en bas).

Parmi les agents qui ont déterminé le cours et le degré de salinité, les chutes atmosphériques d'un côté, les vents et les courants marins de l'autre, jouent le plus grand rôle. Pour se convaincre de l'influence décisive des chutes atmosphériques il ne faut

rien que de jeter un coup d'oeil sur la figure 11 et les graphiques qui présentent le cours de la salinité moyenne des eaux étudiées d'un côté et la répartition annuelle des chutes atmosphériques de l'autre (voir la fig. 12). On y voit bien que l'élévation de même que l'abaissement de la salinité suivent, avec un certain retard, et en sens inverse, la quantité de chutes atmosphériques. Ce sont, donc, les pluies avec leur minimum en été et le maximum en automne qui ont déterminé le maximum de salinité à la fin d'été et le minimum à la fin d'automne ou bien au printemps.

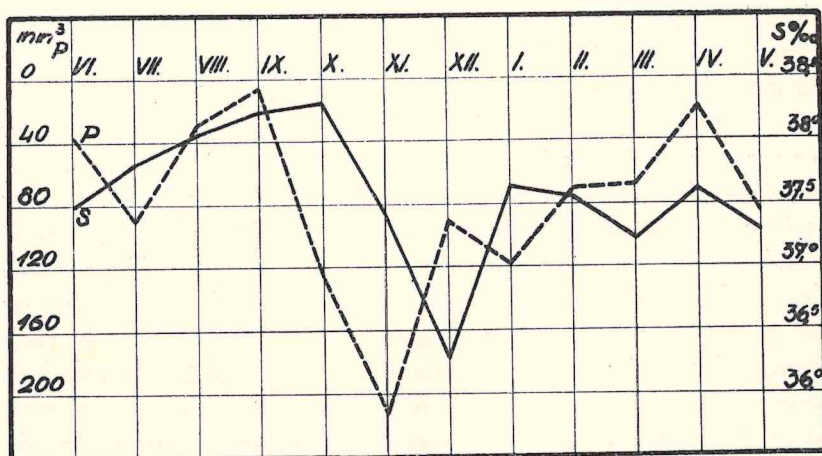


Fig. 12. Valeurs moyennes mensuelles de la salinité des eaux étudiées (S) et des chutes météorologiques à Split (P).

En ce qui concerne les vents, ils ont agi, surtout, sur la répartition de la salinité dans la colonne verticale d'eau étudiée. Ce sont eux, en premier lieu, qui ont causé, souvent, en produisant le mélange d'eau dans la direction verticale, la chute brusque du gradient halin entre tous les niveaux et la tendance à l'homosalinité qui s'est manifestée, souvent, en automne et en hiver.

L'action des courants paraît se manifester, surtout, en été ce que nous déduisons de l'amincissement du gradient halin entre les niveaux intermédiaires où certaines couches d'eau ont subi une élévation brusque tandis que d'autres couches inférieures attenantes ont accusé une baisse forte de la salinité (voir le graphique 11).

En résumé, le régime salin des eaux étudiées présente des variations de beaucoup d'amplitude. Ces variations doivent être attribuées à l'influence des chutes atmosphériques de même qu'à l'action des vents et des courants.

### Oxygène

En déterminant la quantité d'oxygène on a employé la méthode de W. Winkler suivant laquelle on fixe l'oxygène dissout par de l'hydrate manganéux et l'on l'évalue, plus tard, par la voie iodométrique. Pour calculer le degré de saturation — c'est à dire la relation entre l'oxygène dissous ( $O_2$ ) et celui que la même eau est capable de résoudre pour se saturer ( $O_2^s$ ), on a utilisé les tables de Fox.

Pour connaître les alternatives de l'oxygène dans les eaux étudiées, nous allons suivre, d'une manière plus détaillée le cours des graphiques qui présentent la teneur en oxygène en divers mois et dans différentes couches d'eau aux stations *A* et *D*.

Dans la première moitié d'été, la quantité d'oxygène, tout en montrant d'oscillations assez remarquables, se tient, presque dans tous les niveaux, entre 5 et 6 cms, le plus souvent entre 5,50 et 5,85 ccms. La quantité diminue un peu vers la surface et vers le fond; elle est un peu plus élevée dans la zone intermédiaire. Seulement à la surface de la station *D* cette quantité tombe audessous de 5 ccms (4,59) ce qui présente le minimum absolu de cette couche d'eau. Au mois d'août la teneur en oxygène s'accroît bien brusquement et atteint son premier maximum. Celui-ci présente, dans tous les niveaux — exception faite de la surface et du niveau de 10 mètres à la station *A* — le maximum absolu qui se tient entre 6,08 et 6,95 ccms. Après ce maximum d'été la teneur en oxygène tombe rapidement, et atteint, dans la plupart des cas, au mois d'octobre, parfois vers la fin de septembre ou au commencement de novembre, son minimum absolu dans tous les niveaux, exception faite de la couche superficielle de la station *D*, où le minimum a été atteint déjà au mois d'août. Ce minimum absolu de tous les niveaux varie entre 4,59 et 5,11. A la station *A* il est un peu plus élevé vers la surface que vers le fond, à la station *D* il est d'habitude un peu plus grand vers les couches infimes. Après ce minimum absolu d'automne la teneur en oxygène commence à remonter et présente en novembre (stat. *A*) ou bien en décembre (stat. *D*) un autre maximum relatif. Celui-ci présente la valeur de 5,25 (20 ms à la stat. *A*) à 6,35 (30 ms à la stat. *D*). Audessous du niveau de 60 mètres ce maximum relatif ne se manifeste pas. Après ce maximum d'automne et le minimum qui le suit la teneur en oxygène recommence à se lever et cette élévation se poursuit pendant les mois d'hiver. Après de nom-



breuses alternatives la quantité d'oxygène atteint son troisième maximum qui représente, parfois, le maximum absolu (à la surface et dans le niveau de 10 mètres à la station *A*). Ce maximum printanier apparaît vers la fin du mois de mars ou bien en avril, parfois déjà en février (à 0 et à 30 mètres à la station *A*). A la station *A* il varie entre 5,80 (à 30 ms) et 6,45 (à la surface) et à la station *D*, entre 5,78 et 6,02 ccms. Après ce maximum relatif la quantité d'oxygène, dans la première moitié de printemps, se tient à peu près stationnaire ou bien elle tombe un peu. Les courbes, donc, qui présentent le cours d'oxygène, accusent trois maximums: le maximum d'été au mois d'août — dans la plupart des cas le maximum absolu —, le maximum d'automne en novembre ou en décembre, et le maximum de printemps en mars ou en avril, parfois déjà en février.

Les différences extrêmes d'oxygène et l'amplitude d'oscillation dans divers niveaux des stations *A* et *D* sont consignées sur

Tableau 7. Chiffres extrêmes et oscillation de la teneur en oxygène en ccm dissous dans un litre d'eau de mer à la St. A

eau de surface	maximum	6,46	le 1 février
	minimum	5,02	le 5 août
	oscillation	1,44	
eau à 10 mètres	maximum	6,17	le 1 février
	minimum	4,80	le 5 novembre
	oscillation	1,37	
eau à 20 mètres	maximum	6,44	le 23 août
	minimum	4,75	le 29 septembre
	oscillation	1,69	
eau à 30 mètres	maximum	5,89	le 23 août
	minimum	4,67	le 24 octobre
	oscillation	1,22	

Tableau 8. Chiffres extrêmes et oscillation de la teneur en oxygène en ccm dissous dans un litre d'eau de mer à la St. D

eau de surface	maximum	6,67	le 28 août
	minimum	4,59	le 20 août
	oscillation	2,08	
eau à 10 mètres	maximum	6,08	le 28 août
	minimum	4,78	le 1 octobre
	oscillation	1,30	

eau à 20 mètres	{	maximum	6,29	le 28 août
		minimum	4,76	le 1 octobre
		oscillation	1,53	
eau à 30 mètres	{	maximum	6,95	le 28 août
		minimum	4,88	le 13 octobre
		oscillation	2,07	
eau à 40 mètres	{	maximum	6,54	le 28 août
		minimum	4,81	le 13 octobre
		oscillation	1,73	
eau à 50 mètres	{	maximum	6,20	le 28 août
		minimum	4,87	le 13 octobre
		oscillation	1,33	
eau à 60 mètres	{	maximum	6,93	le 28 août
		minimum	4,99	le 23 octobre
		oscillation	1,94	
eau à 70 mètres	{	maximum	6,39	le 28 août
		minimum	5,11	le 15 novembre
		oscillation	1,28	
eau à 80 mètres	{	maximum	6,51	le 28 août
		minimum	5,03	le 27 janvier
		oscillation	1,48	
eau à 90 mètres	{	maximum	6,00	le 26 avril
		minimum	5,00	le 27 janvier
		oscillation	1,00	

les tableaux 7 et 8. Les plus hautes valeurs nous sont montrées dans les niveaux de 30 (6,95 ccms le 28 août à la st. *D*) et de 60 mètres (6,93 ccms le 28 août à la st. *D*), et les plus basses à la surface (4,59 le 20 août) et dans le niveau de 20 ms (4,76 le 1 octobre), à la même station. A la station *A* les maximums varient entre 6,46 (le 1 février à la surface) et 5,89 (le 23 août dans le niveau de 30 mètres), et les minimums entre 5,02 (le 5 août à la surface) et 4,67 (le 24 octobre dans le niveau de 30 ms). Quant à l'amplitude d'oscillation, elle ne suit aucune règle générale, mais elle montre de plus grandes valeurs vers la surface et de moindres vers le fond. Les plus grandes valeurs d'oscillations, à la station *D*, se présentent à la surface (2,08) et dans le niveau de 30 mètres (2,07), tandis que les moindres

se manifestent dans le niveau de 70 mètres (1,28) et de 90 ms (1,00). Ainsi, on peut conclure que les oscillations d'oxygène, non seulement à la station *D* mais en toutes les autres, montrent une grande amplitude.

En ce qui concerne la quantité d'oxygène dans diverses couches d'eau et à différentes dates de l'année, elle ne présente pas une stratification régulière. Mais si nous prenons en considération les valeurs moyennes annuelles, nous pouvons établir la règle suivant laquelle la quantité d'oxygène, la moindre dans la zone infime, augmente vers les niveaux moyens où elle atteint le maximum et alors elle recommence à diminuer vers la surface. Cette stratification, accusée par les valeurs moyennes, nous apparaît la plus évidente à la station *D* (voir le tab. 9). Dans le niveau de 90 mètres la valeur moyenne annuelle est de 5,37 ccms; elle s'accroît vers les couches intermédiaires et arrive à son maximum dans la zone de 40 mètres (5,75 ccms) après lequel elle commence à retomber vers la surface (5,45 ccms).

Pour mieux connaître les variations d'oxygène et les agents qui les produisent nous allons étudier les courbes dont une présente la quantité normale d'oxygène, c'est à dire celle qui serait nécessaire pour que l'eau soit à l'état de saturation ( $O^1_2$ ) et l'autre la quantité réelle ( $O_2$ , voir les fig. 13, 14 et 15).

Tableau 9. Valeurs moyennes mensuelles de la teneur en oxygène à la St. D

	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	
90	5,24	5,43	5,29	5,28	5,20		5,09	5,16	5,63	5,62	5,78	5,43	5,37
80	5,40	5,63	5,72	5,68	5,25		5,21	5,27	5,65	5,72	5,66	5,58	5,52
70	5,33	5,74	5,87	5,77	5,60	5,11	5,15	5,43	5,60	5,79	5,65	5,64	5,57
60	5,56	5,83	6,08	5,91	5,46	5,50	5,57	5,61	5,57	5,85	5,77	5,76	5,70
50	5,79	5,70	5,94	5,97	5,23	5,53	5,69	5,49	5,67	5,84	5,92	5,79	5,71
40	5,86	5,78	6,16	6,05	5,22	5,69	5,66	5,50	5,66	5,90	5,86	5,68	5,75
30	5,86	5,75	6,35	5,89	4,96	5,19	5,80	5,43	5,65	5,92	5,93	5,56	5,69
20	5,64	5,60	6,10	5,64	4,83	5,13	5,62	5,41	5,64	5,90	5,92	5,64	5,64
10	5,48	5,28	5,59	5,19	4,82	5,24	5,40	5,34	5,64	5,86	5,90	5,67	5,45
0	5,56	5,37	5,43	5,13	4,82	5,13	5,41	5,29	5,69	5,91	5,93	5,73	5,45
	5,59	5,61	5,85	5,65	5,14	5,31	5,46	5,39	5,64	5,83	5,83	5,64	5,57

Si nous considérons, d'abord, les courbes de la quantité normale d'oxygène dans différents niveaux et que nous faisons abstraction de

petites élévations et de dépressions nous voyons qu'elles présentent dans tous les niveaux un cours plus ou moins parallèle. Elles tombent, en été, et vers l'hiver elles s'élèvent. Cette allure de la quantité normale d'oxygène nous devient claire si nous nous rappelons le fait que l'oxygène se dissout dans l'eau de mer dans une proportion d'autant plus grande que la salinité et la température de l'eau diminuent. La quantité normale d'oxygène, montrant une élévation en automne et en hiver, n'est que la conséquence directe de la baisse de la tempé-

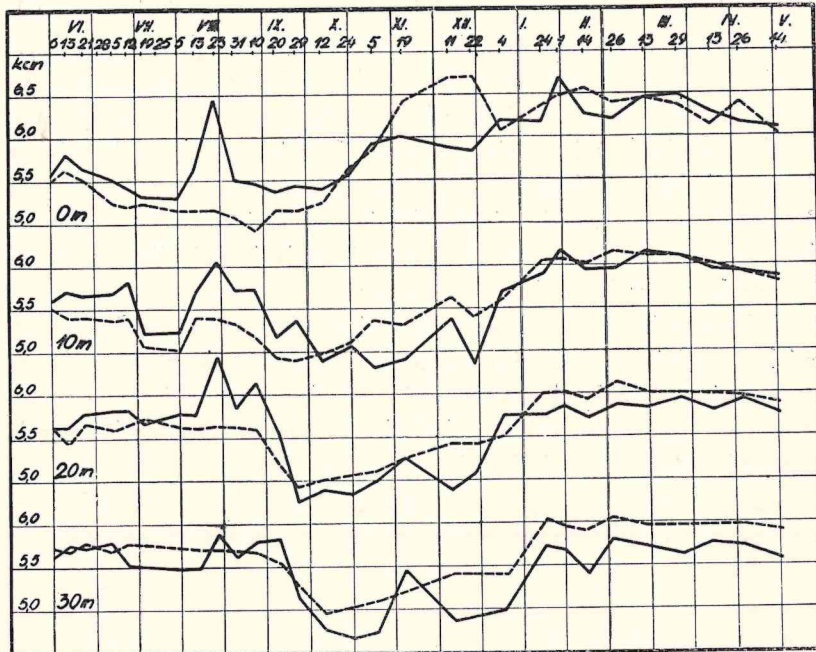


Fig. 13. Quantité normale (---) et réelle (—) de l'oxygène dans différents niveaux de la station A.

rature et de la salinité de l'eau étudiée. Quant aux courbes qui présentent la quantité réelle d'oxygène, elles suivent, dans l'ensemble, les courbes de la quantité normale. Elles tombent en été et s'élèvent en automne et en hiver. Cela nous fait conclure que les mêmes facteurs qui déterminent la quantité normale d'oxygène ont déterminé aussi la quantité réelle trouvée dans divers niveaux. La baisse de l'oxygène qui s'est manifestée, surtout, en été et au commencement d'automne n'est, en général, que la conséquence de l'élévation de la température et de la salinité dans l'eau de mer; de même, l'élévation de l'oxygène dans l'autre moitié

d'automne et en hiver, est due à la baisse de la salinité et de la température (voir la fig. 16).

Cependant il faut faire remarquer un autre fait, c'est que les courbes qui présentent la valeur normale et la valeur trouvée d'oxygène ne se recouvrent pas et leurs élévations de même que leurs dépressions coïncident rarement, mais elles se tiennent les unes audessus des autres et se croisent d'une manière variée. Il en résulte que l'eau étudiée se trouve bien rarement justement à l'état de saturation. Mais, à ce point de vue, différents niveaux se comportent d'une manière différente, et le même niveau présente, en

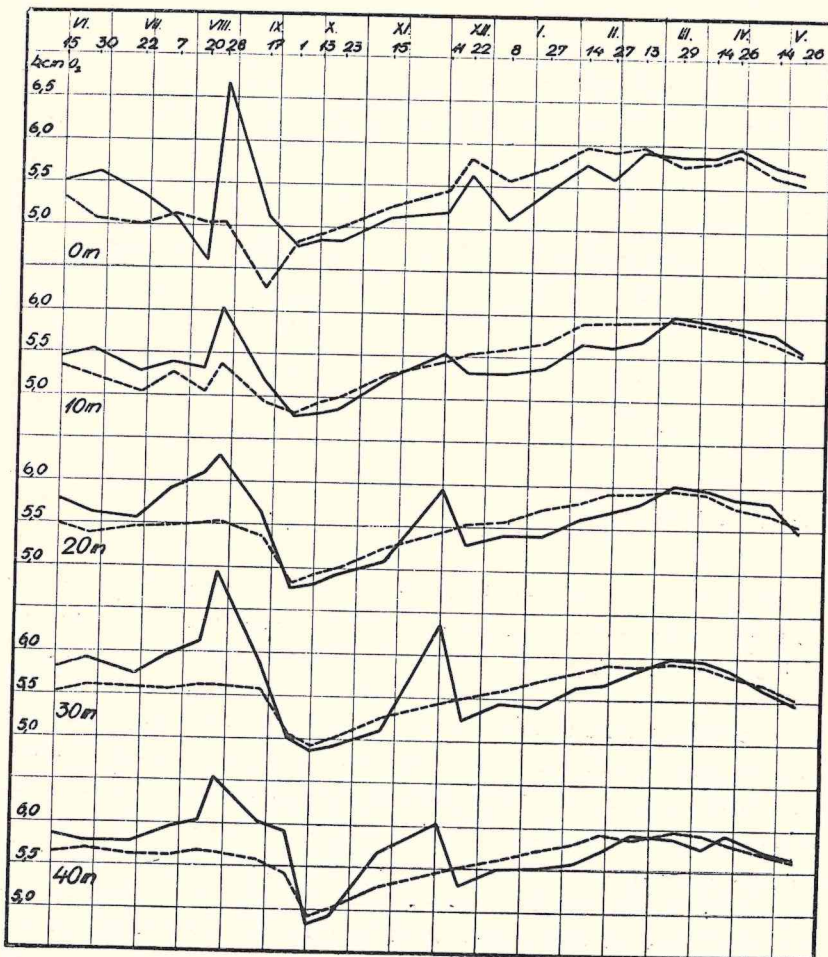


Fig. 14. Quantité normale (---) et réelle (—) de l'oxygène dans les niveaux de 0-40 ms à la station D.

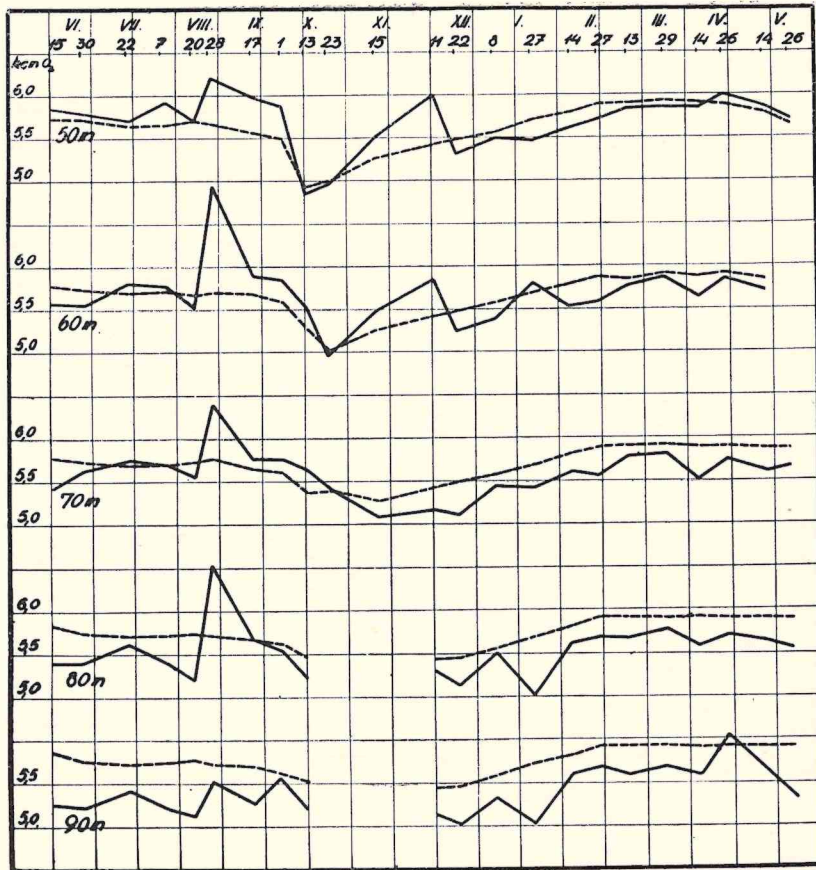


Fig. 15. Quantité normale (---) et réelle (—) de l'oxygène dans les niveaux de 50—90 ms à la station D.

différentes saisons de l'année, de variations bien considérables. Ayant en vue toutes ces variations nous croyons pouvoir établir la règle suivant laquelle la saturation de divers niveaux en oxygène diminue vers le fond et vers l'hiver, et elle augmente vers la surface et l'été. Pour cette raison les faits suivants se présentent: A la station A, la zone d'eau jusqu'au niveau de vingt mètres est, en été, sursaturée d'oxygène, tandis que la couche inférieure se trouve, très souvent, audessous de l'état de saturation. En automne et, plus encore, en hiver, la zone d'eau jusqu'à la profondeur de 10 mètres est souvent, la zone inférieure est presque toujours audessous de l'état de saturation. A la station D, les couches d'eau à partir de la surface jusqu'au niveau de 50 mètres, en été, sont toujours, les couches de 60 et de 70 mètres sont parfois sursaturées

d'oxygène, les couches inférieures sont d'habitude audessous de la saturation. En automne et en hiver toute la colonne d'eau est d'habitude audessous de la saturation. Deux maximums, celui d'été et celui d'automne, que nous avons mentionné ci-haut, font exception de cette règle que nous venons de voir, parce que pendant le maximum d'été presque toutes les couches d'eau, et pendant le maximum d'automne la plupart des couches sont sursaturées d'oxygène. Le maximum d'hiver se trouve, d'habitude, audessous de la saturation. L'état de saturation en oxygène dans divers niveaux, que nous venons de décrire, nous devient encor plus manifeste si nous prenons en considération les valeurs moyennes annuelles que nous présente le tableau 10. Il en résulte que la zone

Tableau 10. Valeurs moyennes mensuelles et annuelles de la saturation en oxygène à la station A

	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	
30	99,6	97,5	98,6	101,9	94,4	98,8	89,0	98,1	94,5	95,2	96,3	93,9	96,2
20	101,7	102,2	105,9	104,5	97,0	99,0	92,2	100,3	96,6	98,1	98,1	97,4	99,4
10	103,5	105,6	107,5	108,2	99,0	90,9	93,2	99,9	99,2	100,1	99,8	101,0	100,6
0	102,1	103,8	111,8	106,9	100,8	97,2	87,0	100,5	98,7	101,0	99,3	105,0	101,1
	101,7	102,2	105,9	105,3	97,8	96,4	90,3	99,7	97,2	98,6	98,3	99,3	99,3

Tableau 11. Valeurs moyennes mensuelles de la saturation en oxygène à la station D

	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	
90	90,1	94,9	92,0	92,3	94,1		93,3	91,7	96,1	95,2	97,9	94,8	93,8
80	93,2	98,2	99,7	100,0	101,7		95,6	93,5	96,3	96,9	95,7	94,8	96,9
70	96,3	100,6	102,6	102,0	103,0	96,8	94,1	96,2	95,5	98,1	95,6	96,0	98,1
60	96,4	102,6	106,8	104,9	103,0	104,5	101,9	99,3	95,0	99,1	97,6	98,0	100,7
50	100,9	100,9	104,5	106,9	101,5	104,9	104,0	97,0	96,8	98,8	100,3	100,6	101,4
40	103,9	102,8	109,0	108,5	101,9	102,9	103,4	97,3	96,4	99,6	100,1	100,3	102,1
30	105,3	103,2	113,4	105,8	99,5	98,7	105,9	96,1	96,4	99,8	101,3	99,2	102,1
20	103,9	102,7	111,0	105,1	98,3	97,7	102,6	95,6	96,3	99,5	102,6	99,8	101,4
10	103,8	105,0	106,6	105,2	98,0	99,8	98,4	94,4	95,6	98,6	100,4	101,2	100,6
0	107,4	109,9	107,9	103,9	98,1	97,6	95,9	93,5	95,8	99,0	101,6	102,3	101,1
	100,1	102,9	105,3	103,5	99,9	100,3	99,5	95,5	96,0	98,5	99,3	98,7	99,9

d'eau, à partir de la surface jusqu'au niveau de 10 ms (à la station A) ou de 60 ms (à la station D) est sursaturée d'oxygène, tandis que les couches inférieures restent audessous de la saturation. Les mêmes tableaux nous démontrent que toute la colonne d'eau est, en moyenne, sursaturée à partir du mois de juin jusqu'au mois de septembre (à la stat. A) ou de novembre (à la stat. D), tandis qu'elle se trouve, pendant le reste de l'année, audessous de l'état de saturation.

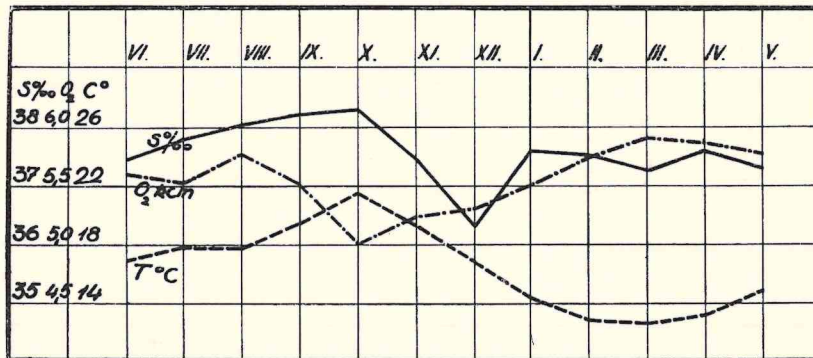


Fig. 16. Valeurs moyennes mensuelles de la température, de la salinité et de l'oxygène de l'eau étudiée.

Quels sont les agents qui ont déterminé la présence de la sursaturation des couches supérieures en été et l'absence de la saturation en oxygène des couches infimes en été et de toute la colonne verticale d'eau en automne et en hiver? Quelle est la raison des trois maximums décrits?

Un des facteurs qui produisent la sursaturation en été et ont pour effet l'absence de la saturation en automne et en hiver, est, selon toute vraisemblance, un certain retard avec lequel l'oxygène se dissout dans l'eau de mer ou bien la quitte ce qui a pour effet une certaine persévérance de l'état d'oxygène dans l'eau de mer. En raison de plus basses température et salinité en hiver l'eau de mer dissout, pendant cette saison, de quantités plus considérables d'oxygène. Lorsque la température et la salinité commencent à augmenter, au printemps et, surtout, en été, l'oxygène ne peut pas quitter l'eau à mesure qu'elle se réchauffe. La conséquence en est que l'eau devient sursaturée. Pour la même raison, en automne et en hiver, la dissolution de l'oxygène ne peut tenir pas au refroidissement de l'eau ce qui a pour effet l'absence de la saturation. A cette conclusion nous amène, surtout, le fait que les couches inférieures sont, en hiver, moins saturées qu'elles ne le sont en été.



Un autre facteur qui influe sur la répartition de l'état de saturation en oxygène dans divers niveaux paraît être le phytoplancton. Par ses fonctions vitales le phytoplancton produit de l'oxygène ce qui a pour effet l'augmentation de la saturation. L'action du phytoplancton sur la quantité d'oxygène n'a pas été étudiée mais son influence sur l'augmentation de ce gaz nous paraît bien vraisemblable si nous observons deux faits. Le premier en est que la saturation de différentes couches d'eau en oxygène s'accroît, en général, à partir de la surface vers les niveaux intermédiaires où elle atteint son maximum après lequel elle recommence à diminuer. Ce maximum de saturation de la zone intermédiaire, dans de cas singuliers, n'est pas évident, mais il est bien clair si nous prenons en considération les valeurs moyennes annuelles de différents niveaux. Le tableau 11 nous montre que la sursaturation moyenne, à la station *D*, s'établit déjà à la surface et atteint son maximum dans le niveau de 40 mètres (102,2 %). Dans les couches inférieures à 60 ms elle tombe audessous de la saturation. Ce fait nous amène à conclure que le maximum de production planctonique se produit dans la zone intermédiaire — exception faite de la station *A* qui présente la plus grande sursaturation moyenne à la surface — et que c'est la production planctonique qui concourt, de son côté, à la production de sursaturation des couches supérieures et qui cause le maximum de saturation dans la zone intermédiaire d'eau. On ne saurait pas expliquer d'autre manière ce maximum de sursaturation dans les couches intermédiaires des eaux étudiées.

A une pareille conclusion nous amène le fait suivant lequel la sursaturation moyenne annuelle et la diminution de la quantité de phosphates coïncident parfaitement (voir le graphique 19). On voit sur le graphique que les mêmes mois d'été qui présentent une sursaturation d'oxygène présentent aussi une diminution de la teneur en phosphates. Suivant l'explication qui se présente à notre esprit il doit être le même agent qui cause, au cours de l'été, l'élévation du degré de saturité et la baisse de la teneur en phosphates. Un pareil facteur ne peut être que le phytoplancton. C'est, donc, la pullulation phytoplanctonique qui concourt à la production de sursaturation en oxygène qu'on a observé pendant les mois chauds d'été. Elle doit avoir causé le maximum d'été qu'on a rencontré au mois d'août presque dans tous les niveaux de l'eau étudiée. Je n'ai pas étudié la production de phytoplancton en ce

mois, mais les résultats des recherches effectuées par Schiller ont porté notre attention sur une production considérable de coccolithophorides qui se produit brusquement surtout au mois d'août dans les eaux adriatiques. Ce phénomène, donc, remarqué par Schiller, est en concordance avec le fait de l'élévation brusque de l'oxygène de sorte que celle-ci peut être considérée comme le résultat de la production phytoplantonique.

Quant au maximum d'automne, les facteurs qui l'ont produit, ne nous sont pas connus.

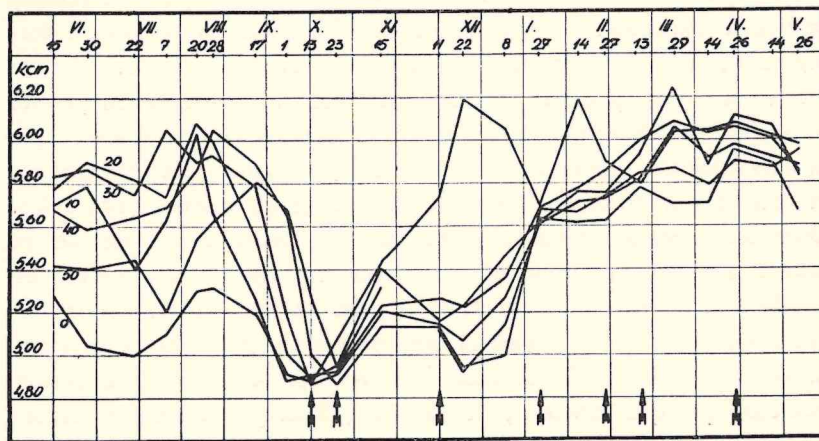


Fig. 17. Cours de l'oxygène à la stat. C. ↑ marque les dates où les vents ont atteint le neuvième degré de l'échelle de Beaufort.

En ce qui concerne le maximum qui se produit en hiver et au commencement de printemps et qui-par suite d'un certain retard de la solution de l'oxygène reste d'habitude audessous de la saturation-doit être attribué, en partie, aux agents physicochimiques, c'est à dire à la baisse de la température, en partie aux agents biologiques, c'est à dire à la production de phytoplancton. Lesquels des agents cités ont influencé le plus, il reste à étudier.

Parmi les facteurs qui ont agi les plus sur l'oscillation détaillée de l'oxygène dans divers niveaux doivent être cités les courants marins et les vents. Mais ces derniers, surtout, par leur action forte et fréquente, jouent le rôle le plus remarquable. Le graphique 17 qui nous présente le cours de l'oxygène à la station C, nous montre, à certaines dates, la diminution brusque du gradient au sens convergent de sorte que l'élévation de la teneur en oxygène dans les uns niveaux est accompagnée de baisse dans les autres.

Mais ce qui est intéressant c'est que les chutes du gradient de l'oxygène coïncident parfaitement avec les dates où ont soufflé les vents les plus forts atteignant au moins le degré neuf de l'échelle de Beaufort. Il en suit que les forts vents exercent sur la répartition de l'oxygène et son oscillation détaillée dans divers niveaux une influence considérable et décisive.

En résumé: La quantité d'oxygène dans l'eau étudiée suit, en général, la température en sens inverse, c'est pourquoi elle tombe, en été, et s'élève en automne et en hiver. Les courbes présentent trois maximums: en été au mois d'août, à la fin d'automne et à la fin d'hiver ou au commencement de printemps. L'augmentation ni la diminution d'oxygène ne sont pas continues mais elles montrent d'oscillations remarquables. Le cours de l'oxygène, dans divers niveaux, a été déterminé par des agents physiques (température et salinité de l'eau de mer), biologiques (phytoplancton) et la nature de la dissolution de ce gaz dans l'eau de mer. Les oscillations détaillées ont été produites, surtout, par l'action de forts vents.

### Phosphates

Pour déterminer la teneur en phosphates, nous avons suivi la méthode céruléomolybdique de *Denigès-Atkins*. En ajoutant de l'ammonmolybdate on produit la précipitation du phosphore inorganique à l'état de phosphor-molybdate ammoniacal qu'on réduit au moyen du chlorure stanneux pour obtenir une coloration bleue. Celle-ci est comparée, ensuite, au colorimètre avec celle produite par une solution type de phosphate monopotassique. Comme colorimètre nous avons employé le photomètre de *Zeiss-Pulfrich*.

A la station *A*, la teneur en phosphates a été étudiée à la surface et près du fond (dans le niveau de trente mètres), tandis que, à la station *D*, elle a été étudiée à la surface et dans les niveaux de 30, de 60 et de 90 ms. Les tableaux 12 et 13 nous présentent les valeurs extrêmes et l'oscillation de la valeur en phosphates aux stations *A* et *D*. Ces tableaux nous montrent que la quantité de phosphates, à la station *A*, de même qu'à la station *D*, varie entre 0 et 3,2 mg. La quantité moyenne à la station *A* et *D* est de 1,3 mg/m<sup>3</sup>. Par conséquent, les eaux côtières étudiées sont très pauvres en phosphates. Bien que la quantité de phosphates soit peu considérable, elle varie d'un niveau à l'autre, ce qui présente une stratification régulière de ces sels. La quantité s'accroît vers le fond. Si nous prenons en considération les valeurs moyennes annuelles de différentes couches

de la station *D*, nous voyons qu'elles présentent, dans le niveau de 90 ms 1,7 mg et à la surface 0,9 mg pro cub. mètre. La teneur en phosphates varie aussi au cours de l'année. A ce point de vue nous pouvons distinguer deux périodes: la période d'accroissement et celle de diminution (voir la fig. 18). Celle-ci se produit en été à partir du mois de mai jusqu' au mois de septembre, celle-là pendant

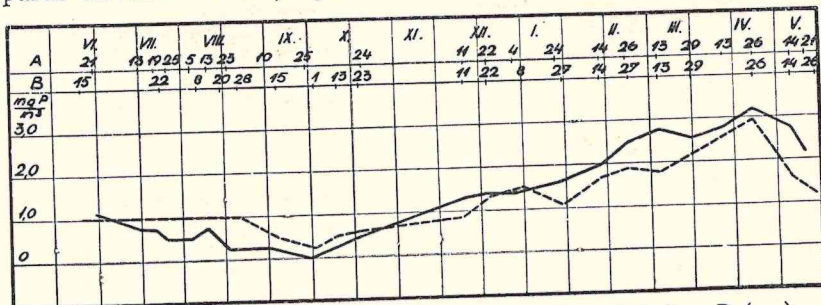


Fig. 18. La teneur moyenne en phosphates aux stations *A* (—) et *D* (---).

Tableau 12. Chiffres extrêmes et oscillation de la teneur en phosphates en  $\text{mg}/\text{m}^3$  à la St. A

eau de surface	}	maximum	3,2	le 26 avril
		minimum	0	le 23 août —
		oscillation	3,2	29 septembre
eau à 30 mètres	}	maximum	3,2	le 26 avril
		minimum	0	le 29 septembre
		oscillation	3,2	

les autres mois d'automne et d'hiver. Les maximums se montrent en avril et les minimums en août et en septembre. Dans ces mois derniers on ne trouve, souvent, pas une trace de ces sels nutritifs.

En ce qui concerne la pauvreté des eaux étudiées en phosphates, il est très difficile d'en définir les causes. Il est connu que les embouchures des fleuves, les basses eaux côtières et les mers peu profonds (Mer du nord, Baltique occidentale) sont plus riches en phosphates. Les raisons en sont — selon Brand — les affluents des fleuves, les chutes météorologiques, la végétation luxuriante des côtes, le mouvement et le mélange plus intense des eaux. Étant donné que les eaux étudiées présentent un bassin bien bas de l'Adriatique, fortement influencé par la côte, riche en hydrométéores et agité beaucoup par les vents, la pauvreté en phosphates doit être attribuée plutôt au défaut d'autres agents que ceux cités par Brand. J'en

Tableau 13. Chiffres extrêmes et oscillation de la teneur en phosphates en mg/m<sup>3</sup> à la St. D

eau de surface	maximum	3,1	le 26 avril
	minimum	0,0	le 17 septembre
	oscillation	3,1	— 13 octobre
eau à 30 mètres	maximum	3,1	le 26 avril
	minimum	0,5	le 20 septembre
	oscillation	2,6	
eau à 60 mètres	maximum	2,5	le 26 avril
	minimum	0,5	le 17 septembre
	oscillation	2,0	
eau à 90 mètres	maximum	3,2	le 26 avril
	minimum	1,0	le 17 septembre
	oscillation	2,1	

Tableau: 14. Valeurs moyennes mensuelles de la teneur en phosphates à la St. D

Prof.	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	
90		1,5	1,3	1,5	1,1		1,3	1,6	2,00	2,1	2,8	2,2	1,7
60		1,5	1,3	0,5	0,5		1,2	1,5	2,00	2,1	2,4	1,5	1,4
30		0,5	0,5	0,0	0,3		1,2	1,2	1,9	1,6	2,1	1,1	1,0
0		0,5	0,5	0,0	0,2		0,6	0,8	1,4	1,5	2,4	0,7	0,9
		1	0,9	0,5	0,5		1,1	1,3	1,8	1,8	2,4	1,4	1,3

crois trouver la vrai raison dans la constitution du fond et des côtes environantes. Comme celles-ci sont constituées, pour la plupart, de calcaires et de dolomites mésozoïques et tertiaires, elles sont pauvres en phosphates d'où il résulte le défaut d'une végétation luxuriante sur la côte et la pénurie de phosphates dans l'eau de mer. Mais pour donner une explication définitive sur ce sujet il faut attendre de nouvelles données sur la quantité de phosphates dans les eaux plus profondes de l'adriatique.

En ce qui concerne la variation saisonnière, elle doit être attribuée, selon toute vraisemblance, à la végétation phytoplanktonique. Nous avons déjà mentionné, ci-haut, qu'il existe une parfaite coïncidence entre la production d'oxygène et la sursaturá-

tion d'un côté et la diminution des phosphates de l'autre (voir la fig. 19). Cette coïncidence, qu'on rencontre à partir du mois de mai jus' au mois de septembre, fut expliquée comme le résultat de l'action vitale du phytoplancton, qui en produisant de l'oxygène, épuise les phosphates de l'eau ambiante.

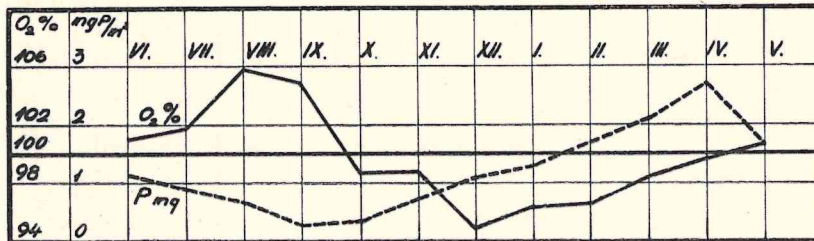


Fig. 19. Valeurs moyennes mensuelles de la teneur en phosphates (P mg/m<sup>3</sup>) et de la saturation en oxygène (O<sub>2</sub> %) de l'eau étudiée.

L'augmentation de la teneur en phosphates vers le fond est une apparition normale observée dans d'autres eaux étudiées. Cette augmentation est due à deux causes. La première en est que les organismes marins qui perissent coulent au fond où la pourriture de leurs corps donne naissance à de plus grandes quantités de phosphates. La deuxième cause de plus grandes quantités de phosphates dans les couches inférieures nous est donnée par le fait que la végétation de phytoplancton, consommateur de ces sels, est plus luxuriante vers la surface. Je crois que c'est justement cette raison pour laquelle les couches supérieures, malgré un mélange intense avec les couches inférieures, sont plus pauvres en phosphates.

En résumé, l'eau côtière étudiée est fort pauvre en phosphates. La quantité de ces les diminue à partir du fond vers la surface, et à partir du mois de mai vers le mois de septembre. La raison de la pénurie est probablement donnée par la constitution pétrographique des côtes ambiantes et les oscillations saisonnières sont probablement dues à la végétation de phytoplancton.

#### Quelques caractères de l'eau étudiée

En ce qui concerne les facteurs physicochimiques, l'eau côtière étudiée accuse l'influence de la terre et de l'atmosphère en telle mesure que les alternatives de ses états physicochimiques peuvent être considérées comme le reflet direct des influences externes citées. C'est justement pour cette raison que l'eau étudiée présente deux périodes: la période d'été et celle d'hiver. Ces périodes mon-

trent, vis-à-vis de l'été et de l'hiver atmosphériques, un retard d'un ou de deux mois; d'ailleurs ceux-là coïncident avec ceux-ci.

L'été atmosphérique occupe le temps à partir du mois de février jusqu'à la fin du mois d'août; et l'hiver atmosphérique occupe le reste de l'année. Celui-là est caractérisé par un accroissement de la température de l'air, par une pénurie de pluies et par une moindre force des vents. Celui-ci est caractérisé par un abaissement de la température, par une abondance de chutes atmosphériques et par une plus grande intensité des vents. D'après les données antérieurement apportées l'été océanique des eaux étudiées se distingue de l'hiver océanique non seulement par le cours annuel des valeurs moyennes des qualités d'eau étudiées, mais par la manière de répartition de ces valeurs moyennes entre les différents niveaux d'eau. A ces deux points de vue l'été et l'hiver océaniques des eaux étudiées doivent être considérés comme le résultat direct de l'action de l'été et de l'hiver atmosphériques.

Ence qui concerne le cours des valeurs moyennes annuelles des qualités physicochimiques étudiées, l'été océanique marque un accroissement de la température qui commence en avril et finit par le maximum d'octobre, et l'hiver montre un abaissement de la température qui commence à se manifester en novembre et finit par le minimum de mars. Ce qui est caractéristique pour l'eau étudiée c'est que l'été et l'hiver océaniques présentent non seulement un accroissement ou bien un abaissement de la température mais ils accusent l'accroissement respectivement le décroissement des valeurs moyennes des autres facteurs physicochimiques. Ainsi l'été océanique est marqué d'un accroissement de la salinité avec le maximum en octobre et d'un abaissement de la teneur en oxygène avec le minimum en octobre et de la teneur en phosphates avec le minimum en septembre ou bien en octobre. L'hiver océanique est marqué non seulement d'un accroissement de la température avec le minimum moyen annuel en mars mais aussi d'un abaissement de la salinité avec le minimum absolu en décembre, et d'un accroissement de la teneur en oxygène avec le maximum en mars et de la teneur en phosphates avec le maximum en avril. Il en suit que le cours des valeurs moyennes de la plupart des facteurs physicochimiques étudiées a été déterminé par des agents météorologiques externes. L'accroissement de la température de l'air en été a produit, en même temps, l'accroissement de la température de l'eau, et le haut degré de température de l'air en septembre a eu pour effet l'appa-

rition du maximum thermique dans les eaux étudiées en octobre. Le décroissement de la température de l'air en hiver a causé l'abaissement de la température de l'eau et le bas degré de température de l'air qui s'est manifesté en février et en mars, a eu pour effet le minimum thermique de l'eau au mois de mars. La température de l'air a agi, de plus, sur la salinité et la quantité d'oxygène. Cette dernière, surtout, avec son minimum en octobre et le maximum en mars a démontré une relation parfaite à la température de l'eau de mer, et d'une manière indirecte, à la température de l'air. La pénurie de pluies, en été, avec le minimum en septembre a agi directement sur l'accroissement de la salinité et sur l'apparition de son maximum en octobre. La quantité de chutes atmosphériques avec le maximum en octobre, a produit l'abaissement de la salinité et son minimum en décembre. En ce qui concerne la quantité de phosphates, les causes qui en ont déterminé le cours, ne nous sont pas parfaitement claires, mais il semble que le décroissement d'été a été causé par le phytoplancton (voir la page 36 et la pullulation de celui-ci doit être en relation directe avec l'optimum des facteurs physicochimiques de l'eau pendant cette saison. Ainsi peut on conclure que le cours des valeurs moyennes de tous les facteurs physicochimiques étudiés, en été de même qu'en hiver, doit être considéré comme l'effet direct ou bien indirect des facteurs météorologiques externes. C'est pour cette raison que le cours de tous ces facteurs océanographiques présente une période d'été et une autre d'hiver et que ces périodes coïncident, plus ou moins, avec les périodes d'été et d'hiver atmosphériques.

Au point de vue biologique, l'eau étudiée ne présente pas, semble-il, un milieu tout à fait propre à un développement riche de vie organique, et ceci pour deux raisons. La première en est que l'eau étudiée est pauvre en phosphates. Les résultats d'études océanographiques modernes ont attiré notre attention sur une relation étroite qui existe entre la quantité de production phytoplanctonique et la teneur en phosphates. Si nous envisageons que le phytoplancton représente la production primaire sur laquelle est fondée toute la production de vie organique dans l'eau de mer, — exceptées les autres plantes — nous comprenons le rôle décisif joué par ces sels en minimum sur la quantité de matière organique et vivante dans l'eau de mer. Comme les eaux étudiées n'ont jamais montré une quantité de phosphates supérieure à  $3,2 \text{ mg/m}^3$ , et qu'elles en ont, en moyenne, seulement  $1,3 \text{ mg/m}^3$ , nous pouvons



conclure qu'elles sont toujours très pauvres en ces sels. Cette pauvreté de l'eau en phosphates doit produire un effet contraire à la production riche de phytoplancton. En ce qui concerne celui-ci, on n'a pas effectué de recherches quantitatives, mais la transparence de l'eau et le cours annuel de l'oxygène qui montre une relation presque exclusive à la température de l'eau — nous amène à l'hypothèse que l'eau étudiée est pauvre en phytoplancton. A cause, donc, de la pauvreté en phosphates l'eau étudiée ne présente pas, vraisemblablement, un milieu propre à la production riche de la matière organique. Mais elle ne le présente pas, de plus, pour ce qu'elle est exposée à des influences trop énergiques de l'atmosphère. A ce point de vue, ce sont des vents forts, surtout le nordest, qui produisent le plus grand effet. Ils influent sur la naissance des courants et par leur action directe produisent un mélange intense de différentes couches d'eau jusqu'au niveau de 50 ou bien de 70 mètres, peut-être encore plus. Ce mélange de couches variées a pour effet, à partir de l'automne jusqu'au commencement de printemps, une tendance à l'homothermie ce qui a pour effet, dans les couches intermédiaires et infimes, une température plus basse qu'elle ne serait si ce mélange intense faisait défaut. D'autre côté, le mélange intense produit, dans de couches différentes, de grandes oscillations des valeurs de toutes les qualités physicochimiques de l'eau de mer ce qui ne peut exercer une influence favorable sur la production de vie.

Pour les raisons citées, c'est à dire à cause de la pauvreté en phosphates et des influences trop énergiques des agents atmosphériques, l'eau de mer étudiée, paraît-il, ne présente pas un milieu favorable à la production riche de vie organique.

#### Bibliographie :

- Alstberg (1926): Die Winklersche Bestimmungsmethode für im Wasser gelösten elementaren Sauerstoff sowie ihre Anwendung bei Anwesenheit oxydierbarer Substanzen. (Bioch. Zeitschr. Bd. 170, Nro: 1/3).
- Böhnecke-Günter (1932): Die Temperaturmessung an der Oberfläche und in der Tiefe. (Wissensch. Ergeb. d. deutschen Atlant. Exp. auf d. Forsch.- und Vermes.-Schiff »Meteor« 1925—1927, Bd. IV., 1 Teil).

- Brandt I. K. (1929): Phosphate und Stickstoffverbindungen als Minimumstoffe für die Production im Meere. (Rapp. et Procès verbaux des réunions. Vol. III. p. 5, Copenhagen).
- Gavazzi A. — Šandor F. i Šenoa M. (1914): O 1. i 2. naučnom istraživanju Jadranskoga mora g. 1914. A Hidrografski odio. (Prir. istr. Hrv. i Slav. sv. 2, 1914, Zagreb).
- Gavazzi A. — Šandor F. — Šenoa M. (1914): O 3. i 4. naučnom istraživanju Jadranskoga mora g. 1914. A Hidrografski odio. (Prir. istr. Hrv. i Slav. sv. 5, 1914, Zagreb).
- Gavazzi A. (1929): Horizontalni raspored najvećih i najmanjih prosječnih mjesečnih množina padalina na Balkanskom polutoku. (Hrv. geogr. glas br. 1. Zagreb).
- Han J. (1899): Handbuch d. Klimatologie (Stuttgart).
- Harvey H. W. (1929): Methods of estimating Phosphates and Nitrates in Seawater (Rapp. et Procès-verb. d. réunions. Vol. III. p. 68).
- Hentschel-Wattemberg H. (1930): Plankton u. Phosphat in d. Oberflächenschicht des Südatlantischen Ozeans (Ann. d. Hydrogr. u. mar. Meteor. H. VIII).
- Jacobsen J. P. (1921): Dosage de l'oxygène dans l'eau de mer par la méthode de Winkler. (Bull. d. l'inst. océan. Nro: 390, Monaco).
- Kalle K. (1931): Meereskundliche chemische Untersuchungen mit Hilfe des Zeisschen Pulfrich-Photometers, 1. Mitteil. (Ann. d. Hydrogr. u. mar. Meteor. 1931. H. IX).
- Kalle K. (1933): Meereskundliche chemische Untersuchungen mit Hilfe des Zeisschen Pulfrich-Photometers, 2. Mitteil. (Ann. d. Hydrogr. u. mar. Meteor. 1933. H. IV).
- Knudsen M. (1901): Hydrographische Tabellen (Kopenhagen-Hamburg).
- Krümmele O. (1911): Handbuch d. ozeanographie (Stuttgart).
- Lorenz J. R. (1863): Physicalische Verhältnisse und Vertheilung d. Organismen im Quarnerischen Golfe (Wien).
- Marki E. (1924): Klimatske prilike Dalmacije (Split).
- Meyer H. F. (1927): Bemerkungen zur Chlortitrierung an Bord, (Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde. H. 17).

- Schumacher A. (1922): Graphische Ermittlung von  $\sigma_t$  aus T ( $C^\circ$  und  $S^{0/00}$ ). (Ann. d. Hydrogr. u. mar. Meteor. 1922).
- Vatova A. (1933): Osservazioni sul regime termoalino dell' Adriatico presso Rovigno nel 1930—31. (Not. Ist. Biol. Rovigno, N. 9).
- Viezzoli F. (1901): L' Adriatico (Parma).
- Vujević P. (1927): Klima kraljevine S. H. S. (Zbornik Cvi-jićev, 1924).
- Vujević P.: O geografskoj podeli i množini kiša u našoj državi (Glas Ministarstva Poljoprivrede i voda. God. V. br. 20).
- Wattemberg H. (1931): Die Bestimmung von Phosphat, Nitrat, Nitrit, Ammoniak und Silikat in Meerwasser. (Ann. d. Hydrogr. u. mar. Meteor. 1931, p. 95, Hamburg).
- Wereščagin (1931): Methoden d. Hydrochemischen Analyse in d. limnologischen Praxis (Stuttgart).
- Wolf et Luksch (1887): Physikal. Untersuchungen in der Adria (Wien).
-

