

Modèles de flux de carbone

L'importance des océans dans le cycle du carbone (problématique)

Du fait des activités humaines, les concentrations atmosphériques du gaz carbonique (CO₂) continuent d'augmenter et vont probablement mener à un réchauffement global de l'atmosphère, appelé communément l'effet de serre. La moitié seulement des émissions anthropogéniques de CO₂ demeure dans l'atmosphère; le reste est absorbé par les océans et les écosystèmes terrestres. Dans les océans, une partie de l'absorption de ce carbone est effectuée par le phytoplancton, véritable « prairie » sous-marine, qui fixe le gaz carbonique par photosynthèse et produit une matière organique végétale disponible pour les autres organismes marins. La photosynthèse et le transfert de cette matière organique vers les eaux profondes constituent la pompe biologique des océans.

- [Programme international](#)
- [Crédits](#)

Les océans et le changement climatique

La pompe biologique est très sensible aux conditions physiques de la surface océanique, qui sont elles-mêmes fortement influencées par les conditions atmosphériques. Il n'est donc pas difficile de concevoir une rétroaction entre le changement climatique, les



conditions océaniques et cette pompe biologique qui pourrait affecter la tendance actuelle de l'effet de serre. Ainsi, un changement climatique, en modifiant l'abondance relative de différentes espèces planctoniques, pourrait affecter l'efficacité de la pompe biologique à transférer vers les réservoirs profonds le carbone organique produit en surface. Les règles qui gèrent le cycle du carbone océanique et sa réponse au réchauffement de l'atmosphère sont très complexes. Il est certain que le golfe du Saint-Laurent lui-même est trop petit pour pouvoir influencer significativement l'augmentation de CO₂ dans l'atmosphère, mais les résultats obtenus ici peuvent être généralisés à d'autres écosystèmes côtiers comparables.

L'effet de serre

L'effet de serre résulte de la façon sélective dont différents composants de l'atmosphère agissent sur le rayonnement solaire (issu du Soleil) et le rayonnement tellurique (réfléchi par la Terre). Le rayonnement solaire de très courtes longueurs d'ondes est absorbé par l'oxygène et l'ozone de la haute atmosphère. La majeure partie du rayonnement solaire reçu par la Terre se situe donc dans la gamme de la lumière visible; ce rayonnement traverse le gaz carbonique et la vapeur d'eau de l'atmosphère et réchauffe la Terre. Celle-ci réfléchit la plus grande partie de l'énergie reçue dans la gamme des infrarouges (rayonnement de plus grandes longueurs d'ondes). Avant de pouvoir s'échapper dans l'espace, une partie de cette énergie radiative est dissipée en chaleur en étant absorbée par la vapeur d'eau, le gaz carbonique, le méthane et d'autres composés plus complexes présents en altitude dans l'atmosphère. Cela a pour effet de réchauffer les basses couches de l'atmosphère; c'est ce processus qui est appelé « effet de serre », par analogie avec les serres utilisées pour le jardinage. Plus simplement, les rayons solaires visibles traversent l'atmosphère mais les infrarouges réfléchis par la Terre sont bloqués et dissipés sous forme de chaleur. L'équilibre entre les gains et les pertes radiatives dépend principalement de la concentration de ces différents composants dans l'atmosphère. Une augmentation de leur concentration a donc des conséquences directes sur le réchauffement global de l'atmosphère.

Où en sont les recherches dans ce domaine ?

Notre compréhension de ces phénomènes est cependant encore trop primitive pour donner des prédictions satisfaisantes. Il est donc essentiel de mettre sur pied des programmes de monitoring du milieu marin pour obtenir des séries temporelles de données océanographiques sur plusieurs années afin de dégager, à partir des variations naturelles, le signal climatique pouvant affecter la biologie des océans. Pour tenter d'améliorer nos connaissances, des océanographes de nombreux pays, incluant le Canada, ont participé, dans le cadre du programme international JGOFS à des expériences de grande envergure dans différentes régions océaniques. À l'Institut Maurice-Lamontagne, les scientifiques ont développé différents modèles de flux de carbone dans le golfe du Saint-Laurent. Nous présentons ici une version simplifiée du modèle ([bilan annuel](#)) et des versions plus détaillées selon la saison ([hiver-printemps/été-automne](#)) qui synthétisent les résultats de deux années de mesures intensives.



► Programme international des flux océaniques — JGOFS

Ces résultats sont tirés de travaux de recherche obtenus entre 1992 et 1995 dans le cadre du volet canadien du programme international Joint Global Ocean Flux Study (coordonnateur canadien JGOFS : Bruce D. Johnson) financé par le Conseil de Recherches en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (CRSNG) et le Ministère des Pêches et des Océans du Canada (MPO, Plan Vert). Ils résultent d'une collaboration entre le MPO (A. Vézina, T. Packard, C. Savenkoff, N. Silverberg, J.-C. Therriault), le Groupe de recherche interuniversitaire en océanographie du Québec (L. Legendre, B. Klein), l'université McGill (G. Ingram, A. Mucci), l'Institut des sciences de la mer de Rimouski (S. Demers, G. Desrosiers, S. Roy, B. Sundby) et l'Université « Memorial » de Terre-Neuve (R. Rivkin, D. Deibel).

► Crédit

Textes et figures inspirés des articles suivants :

Savenkoff, C., A. F. Vézina et J.-C. Therriault. 1997. Le cycle du carbone dans le golfe du Saint-Laurent. *Nouvelles des Sciences*, bulletin d'information publié par l'Institut Maurice-Lamontagne, Pêches et Océans Canada — région du Québec, Vol. 8, no. 7, pp. 4-7.

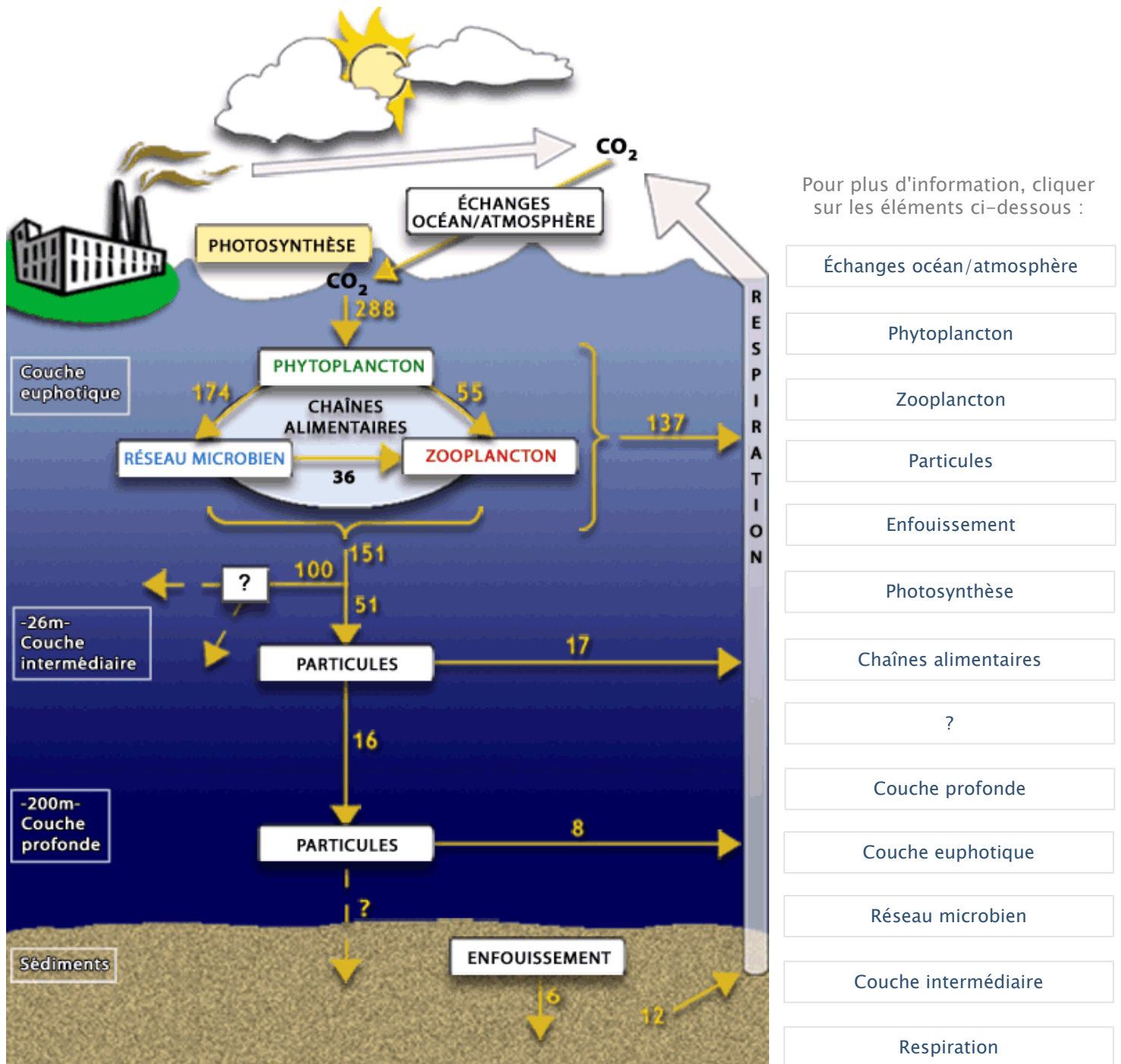
Savenkoff, C., A. F. Vézina, S. Roy, B. Klein, C. Lovejoy, J.-C. Therriault, L. Legendre, R. Rivkin, C. Bérubé, J.-E. Tremblay, and N. Silverberg. 2000. Export of biogenic carbon and structure and dynamics of the pelagic food web in the Gulf of St. Lawrence. I. Seasonal variations. *Deep-Sea Research II*, 47, pp. 585-607.

Vézina, A. F., C. Savenkoff, S. Roy, B. Klein, R. Rivkin, J.-C. Therriault, and L. Legendre. 2000. Export of biogenic carbon and structure and dynamics of the pelagic food web in the Gulf of St. Lawrence. II. Inverse analysis. *Deep-Sea Research II*, 47, pp. 609-635.

Adapté pour l'Internet par Robert Siron et Claude Savenkoff
Infographie : Johanne Noël

Bilan annuel

Cette figure montre que les échanges de carbone, sous forme de gaz carbonique (CO₂) entre l'atmosphère et les océans sont dominés par la photosynthèse des organismes phytoplanctoniques qui incorporent le CO₂ dans leurs tissus et par la respiration/dégradation qui, au contraire, libère le CO₂ et le retourne dans le milieu. Contrairement à la production primaire qui ne s'effectue que dans les eaux de surface, la respiration quant à elle, peut avoir lieu à toutes les profondeurs et même dans les sédiments.



Flux en gramme de carbone par mètre carré et par année (g C m⁻² an⁻¹)

Il apparaît que 90 % du carbone fixé par le phytoplancton est reminéralisé ou transporté horizontalement dans les premiers 100–150m de la colonne d'eau. Le carbone libéré dans cette couche superficielle peut rapidement retourner dans l'atmosphère. La libération du carbone dans cette couche n'a donc aucun impact sur la composition de l'atmosphère et le climat. En fait, seulement 10 % du carbone se rend dans les eaux profondes où il peut être emprisonné pour des décennies. C'est cette séquestration qui affecte les échanges de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère.

La figure montre également qu'une fraction importante du carbone organique produit en surface demeure indéterminée. En effet, le carbone qui sort de la couche euphotique est beaucoup plus important que les valeurs mesurées par les scientifiques lors de missions en mer. Nous ne savons pas quelle proportion de ce carbone manquant est reminéralisée dans la couche intermédiaire froide ou exportée horizontalement avec les courants de surface, ou encore consommée par les échelons trophiques supérieurs.

Comme le montre ce modèle simplifié, la production phytoplanctonique peut emprunter deux voies de circulation. La première voie passe par le réseau microbien composé de phytoplancton de petite taille (< 5 µm de diamètre), de bactéries et de protozoaires, puis par le zooplancton. Ce type de réseau est très efficace pour recycler et retenir le carbone dans les eaux de surface. Nous l'avons observé surtout pendant l'été et l'automne. La deuxième voie passe par la sédimentation rapide du phytoplancton de grande taille (> 5 µm de diamètre, surtout des diatomées), principalement durant les blooms printaniers et/ou par la consommation massive de ce phytoplancton par le zooplancton. Ce type de réseau aboutit plus rapidement à une quantité importante de matière organique qui est exportée vers les grandes profondeurs marines via la sédimentation des excréments par exemple. Il est observé au début de l'hiver et au printemps. Même s'il existe des différences saisonnières dans l'importance de ces deux types de réseau trophique, il semble bien que le transfert de la production phytoplanctonique à travers le réseau microbien domine sur une échelle annuelle dans le golfe du Saint-Laurent.

Bilans saisonniers

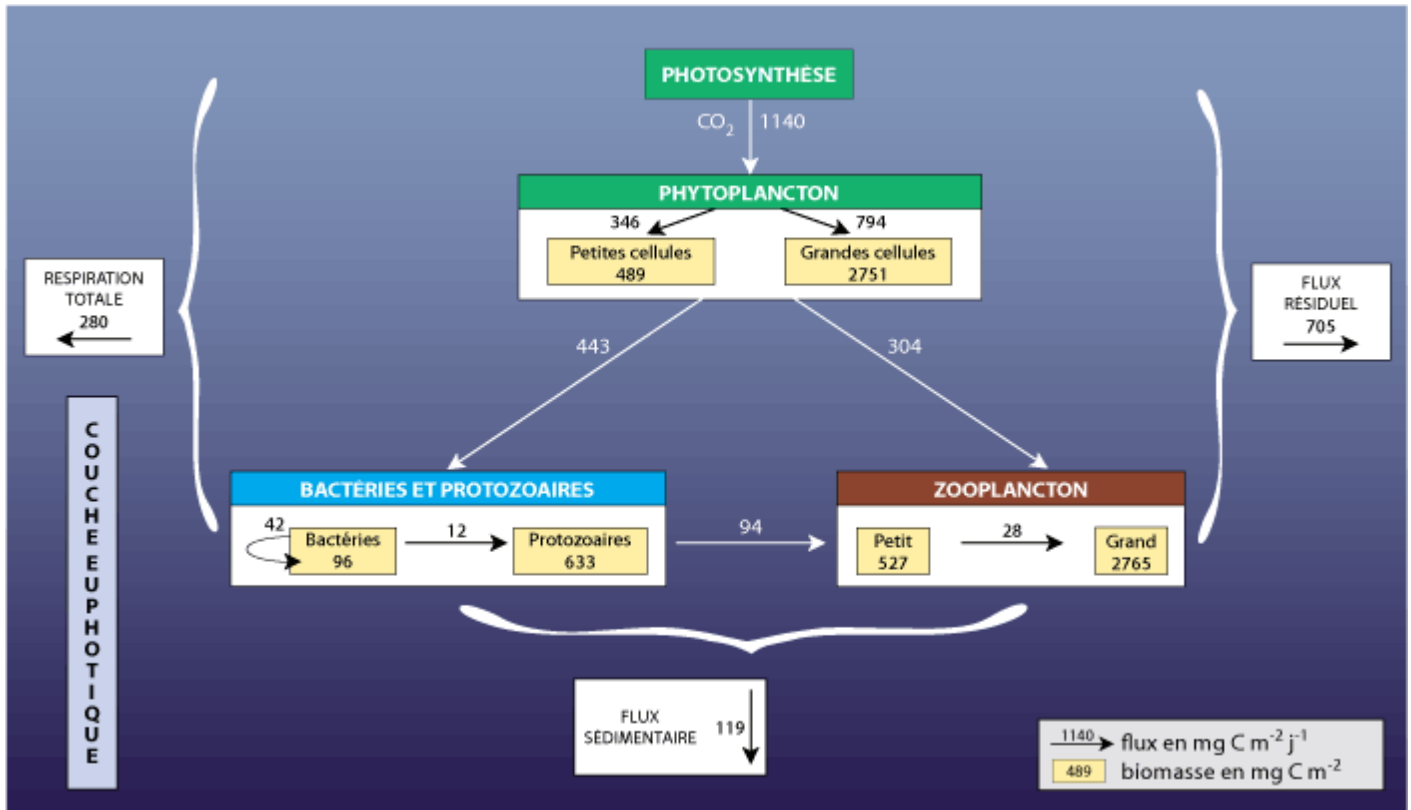
À partir des différentes données de biomasse, structure de taille, de processus métaboliques (respiration, production, broutage, excrétion, etc.) mesurées pendant le programme canadien JGOFS, nous avons utilisé les méthodes de modélisation inverse afin d'obtenir des modèles d'équilibre de masse saisonniers qui déterminent les flux de carbone entre les différents compartiments ou groupes trophiques présents dans la couche euphotique. Nos résultats montrent un changement saisonnier global des structures de taille du réseau trophique pélagique, du cycle du carbone et du potentiel d'export dans le golfe du Saint-Laurent entre les saisons hiver–printemps et été–automne, associé à des régimes océanographiques différents.

Saisons hiver–printemps

Les saisons hiver–printemps (novembre, décembre et avril) sont caractérisées par une température moyenne de surface proche de 0°C, peu de stratification verticale (couche d'eaux de surface et couche d'eaux intermédiaires bien mélangées) et de fortes concentrations en sels nutritifs (phosphate : 0,9 µM, nitrate : 6,0 µM, et silicate : 8,1 µM). Le métabolisme net est autotrophique (respiration/production primaire < 1) avec un rôle important joué par les grandes cellules du phytoplancton. Les biomasse et production bactériennes sont relativement faibles (biomasse bactérienne : 96 mg C m⁻², production bactérienne : 42 mg C m⁻² j⁻¹). Le zooplancton est pour une large part herbivore.

Ce type de réseau aboutit généralement et plus rapidement à une quantité importante de matière organique exportable. Le total des exports (flux résiduel et flux sédimentaires), hors de la couche euphotique représente ainsi 72 % de la production primaire totale pendant la période hiver–printemps.

Flux trophiques (matière organique consommée en $\text{mg C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$) estimés par le modèle inverse dans la couche euphotique pour les saisons hiver-printemps.



Pour plus d'information, cliquer sur les éléments ci-dessous :

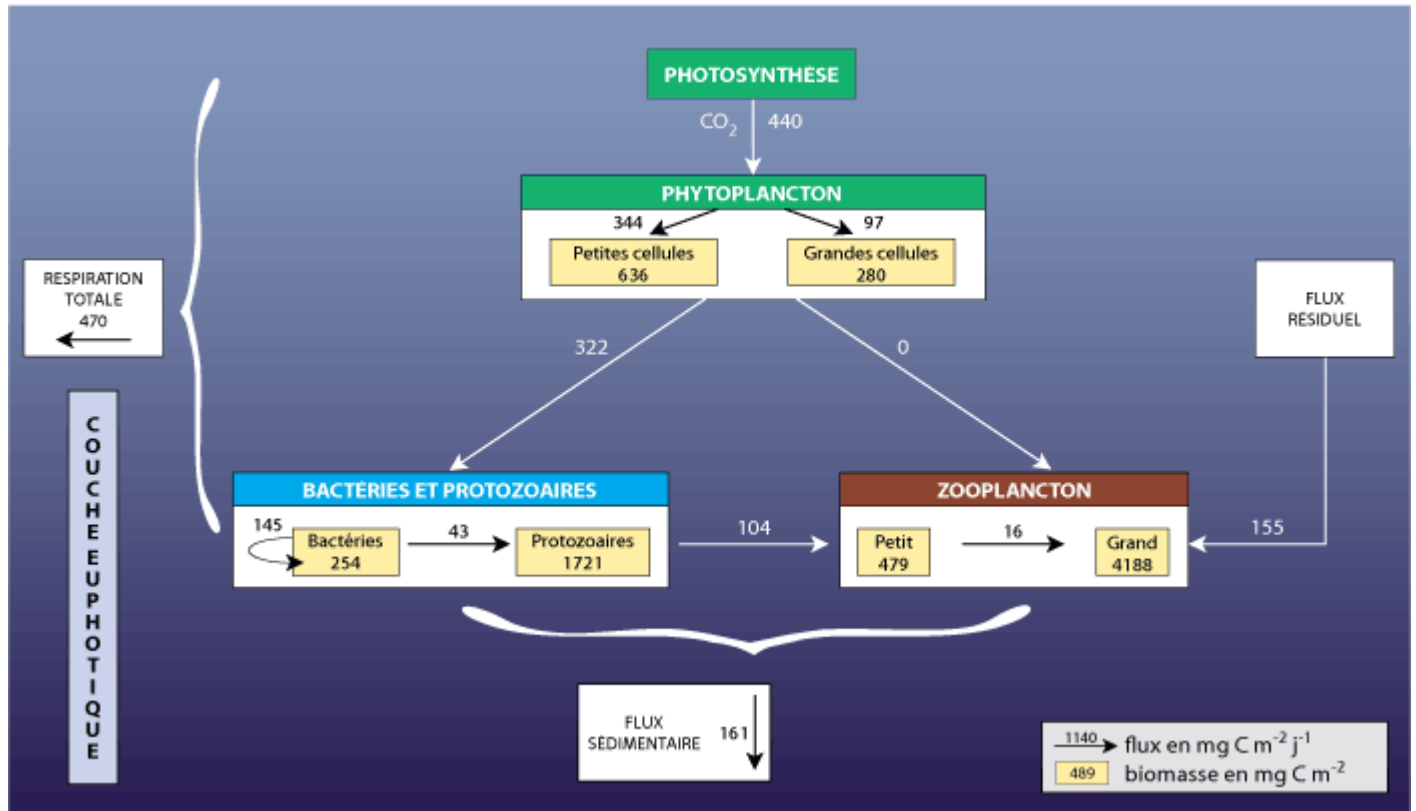
- | | | |
|-------------------------------|-----------------------------------|---|
| Photosynthèse | Phytoplancton | Bactéries et protozoaires |
| Zooplancton | Respiration | Couche euphotique |
| Flux résiduel | Flux sédimentaire | |

Saisons été-automne

Les saisons été-automne (de mai à octobre) sont caractérisées par une température moyenne de surface $> 10^\circ\text{C}$, une colonne d'eau bien stratifiée (couche d'eaux de surface et couche d'eaux intermédiaires bien individualisées) et des concentrations faibles en sels nutritifs (phosphate : $0,4 \mu\text{M}$, nitrate : $0,5 \mu\text{M}$, et silicate : $2,1 \mu\text{M}$). Le métabolisme net est hétérotrophique (respiration/production primaire > 1) avec un rôle important joué par les petites cellules du phytoplancton. Les biomasse et production bactériennes sont relativement fortes (biomasse bactérienne : 254 mg C m^{-2} , production bactérienne : $145 \text{ mg C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$). Le zooplancton est pour une large part omnivore et consomme des proies non-chlorophylliennes telles que les dinoflagellés et les ciliés hétérotrophes (protozoaires).

Ce type de réseau est très efficace pour recycler et retenir le carbone dans les eaux de surface (total des exports faible). Le total des flux entrant (flux résiduel) et sortant (flux sédimentaires) de la couche euphotique représente un export de $6 \text{ mg C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$, qui représente cette fois 1 % seulement de la production primaire totale pour la période été-automne.

Flux trophiques (matière organique consommée en $\text{mg C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$) estimés par le modèle inverse dans la couche euphotique pour les saisons été-automne.



Pour plus d'information, cliquer sur les éléments ci-dessous :

- | | | |
|-------------------------------|-----------------------------------|---|
| Photosynthèse | Phytoplancton | Bactéries et protozoaires |
| Zooplancton | Respiration | Couche euphotique |
| Flux résiduel | Flux sédimentaire | |

Lexique

Échanges océan-atmosphère (échange de CO₂ à travers la surface)

Les échanges de carbone, sous forme de gaz carbonique (CO₂) entre l'atmosphère et les océans sont dominés par la photosynthèse des organismes phytoplanctoniques qui incorporent le CO₂ dans leurs tissus et par la respiration/dégradation qui, au contraire, libère le CO₂ et le retourne dans le milieu. Un changement mineur entre ces flux opposés (photosynthèse et respiration) pourrait modifier cet équilibre et donc la proportion du carbone anthropogénique (celui qui est produit par les activités humaines) qui reste dans l'atmosphère.

Photosynthèse

Les algues microscopiques qui constituent le phytoplancton construisent leurs tissus organiques en combinant des matériaux inorganiques comme le gaz carbonique (CO₂) et les sels nutritifs présents dans l'eau. Cette fabrication de matière organique vivante à partir de matériaux inertes est le résultat d'un processus biochimique, la photosynthèse, qui s'effectue grâce à l'énergie solaire captée par un pigment que possèdent tous les végétaux : la chlorophylle. Ainsi, la photosynthèse ne peut avoir lieu que dans la couche euphotique des océans. La production primaire (ou phytoplanctonique) qui résulte de la photosynthèse, est le point de départ de toutes les chaînes alimentaires dans les océans.

Couche euphotique

Comme la photosynthèse nécessite de l'énergie solaire pour pouvoir se réaliser dans le milieu marin, le phytoplancton ne peut se développer que dans les eaux de surface, là où les rayons du soleil pénètrent jusqu'à une certaine profondeur. Cette couche de surface éclairée par le soleil est appelée couche euphotique et toute la production primaire des océans y est concentrée. Selon les conditions ambiantes et la teneur des particules en suspension dans l'eau de mer, la couche euphotique est plus ou moins profonde ; sa limite inférieure correspond à la profondeur où il ne reste que 1% de la lumière qui a pénétré en surface. Dans le golfe du Saint-Laurent, la couche euphotique correspond généralement aux 20–30 premiers mètres de profondeur.

Phytoplancton

Le phytoplancton est le terme générique regroupant tous les végétaux microscopiques (algues unicellulaires généralement comprises entre 1 et 100 µm) qui croissent au sein des masses d'eaux, aussi bien les eaux douces que marines. Parmi les groupes d'algues les plus représentés dans le phytoplancton du Saint-Laurent, on retrouve des diatomées et des dinoflagellés. Au cours de leur développement, ces algues microscopiques sont transportées au gré des courants marins avec les eaux de surface. Un peu comme une prairie sous-marine, le phytoplancton est l'alimentation de base d'organismes marins herbivores comme le zooplancton et certains invertébrés, eux mêmes source de nourriture pour des organismes supérieurs (p. ex. poissons, mammifères marins). Le phytoplancton est donc à la base des chaînes alimentaires et cette production primaire détermine la productivité des écosystèmes marins.

Dans cette étude, nous avons différencié le phytoplancton en deux groupes : les grandes cellules (de taille > 5 µm, surtout des diatomées) et les petites cellules (de taille < 5 µm).

Hiver-Printemps

Biomasse (mg C m⁻²)

Grandes cellules (68%)	2751
Petites cellules (32%)	489
Total	3240

Production primaire (mg C⁻² m j⁻¹)

Grandes cellules (56%)	794
Petites cellules (44%)	346
Total	1140

Été-Automne

Biomasse (mg C m⁻²)

Grandes cellules (26%)	280
Petites cellules (74%)	636
Total	916

Production primaire (mg C⁻² m j⁻¹)

Grandes cellules (23%)	97
Petites cellules (77%)	344
Total	441

Bactéries et protozoaires

Avec les cellules phytoplanctoniques de très petite taille (< 5 µm), les bactéries et les protozoaires composent le réseau microbien. Alors que les bactéries sont des micro-organismes unicellulaires ni végétaux, ni animaux, les protozoaires sont des organismes unicellulaires hétérotrophes (animal) incluant les flagellés, les dinoflagellés et les ciliés pour cette étude.

Chaînes alimentaires planctoniques

Le plancton englobe, par définition, tous les organismes aquatiques qui vivent en suspension dans l'eau. Ces organismes sont des végétaux (phytoplancton) ou des animaux (zooplancton). Comme le montre ce bilan annuel simplifié du cycle du carbone, la production phytoplanctonique peut emprunter deux voies de circulation (ou chaînes alimentaires). La première passe par le réseau microbien puis par le zooplancton. La seconde voie est dominée par du phytoplancton de plus grande taille (> 5 µm de diamètre ; surtout des diatomées), et par la consommation massive de ce phytoplancton par les organismes hétérotrophes: flagellés, dinoflagellés, ciliés et zooplancton. Même s'il existe des différences saisonnières dans l'importance de ces deux types de réseau trophique, dans le golfe du Saint-Laurent, c'est le passage à travers le réseau microbien qui domine sur une échelle annuelle.

Réseau microbien

Le réseau microbien est composé de cellules phytoplanctoniques de très petite taille (< 5 µm de diamètre), de protozoaires (organismes unicellulaires incluant les flagellés, les dinoflagellés et les ciliés) et de bactéries. La voie qui passe par le réseau microbien est très efficace pour recycler et retenir le carbone dans les eaux de surface. Dans le golfe du Saint-Laurent, elle est observée surtout pendant l'été et l'automne. En effet, les eaux plus chaudes et plus stables favorisent des algues de type flagellés capables de se maintenir dans les eaux de surface pour de longues périodes.

Zooplancton

Le zooplancton est le terme qui désigne tous les organismes animaux dont la taille est supérieure à 63 μm . On peut distinguer dans le zooplancton trois groupes de taille : le petit zooplancton (de 63 à 500 μm), le moyen zooplancton (500 μm à 5 mm) et le grand zooplancton (> 5 mm).

Le petit zooplancton comprend des jeunes stades larvaires de zooplancton (nauplii et copépodes).

Le moyen zooplancton est formé essentiellement de copépodes, organismes faisant partie de la grande famille des Crustacés. Parmi les copépodes les plus abondants dans les eaux marines du Saint-Laurent, mentionnons les deux espèces : *Calanus finmarchicus* et *Oithona similis*.



Le grand zooplancton inclut des euphausiacés (krill), des chaetognathes, des amphipodes (hypériides), des cnidaires et des cténophores (méduses), des mysidacées, des tuniciers et des petits poissons (ichthyoplancton). Dans ces bilans simplifiés, nous ne prenons en compte que les deux premières classes de taille. La consommation du phytoplancton par le zooplancton aboutit généralement, et plus rapidement que par le réseau microbien, à une quantité importante de matière organique exportable. Dans le golfe du Saint-Laurent, cette voie de circulation de la production primaire est observée au début de l'hiver et au printemps, où les eaux froides et turbulentes favorisent généralement la prolifération de diatomées.

?(le carbone manquant)

Le modèle montre que le devenir d'une fraction importante du carbone organique produit en surface demeure indéterminé. En effet, le carbone qui sort de la couche euphotique est beaucoup plus important que les valeurs mesurées par les scientifiques lors de missions en mer, à l'aide d'appareillages sophistiqués comme les pièges à particules. Nous ne savons pas quelle proportion de ce carbone manquant est reminéralisée dans la couche intermédiaire froide ou exportée horizontalement avec les courants de surface, ou encore consommée par les échelons trophiques supérieurs.

D'autres travaux de recherche effectués dans l'estuaire du Saint-Laurent traitent de cette problématique.
[Format PDF, 375Ko]

Couche d'eau intermédiaire

En été, les eaux du golfe du Saint-Laurent peuvent être divisées verticalement en trois couches : la couche d'eau de surface chaude et dessalée ($T > 5.0^{\circ}\text{C}$, $S = 29.0-31.5$) qui englobe la couche euphotique, est localisée dans les 30 premiers mètres ; la couche d'eau intermédiaire qui est caractérisée par la présence d'eaux très froides (minimum thermique; $T = -2.0-2.0^{\circ}\text{C}$, $S = 31.5-33.0$), s'étend jusqu'à 150-200 m de profondeur; et la couche d'eau profonde plus chaude et salée ($T > 3^{\circ}\text{C}$, $S = 33.0-34.5$). En hiver, il n'y a que deux couches bien distinctes; en effet, la couche d'eau de surface et la couche intermédiaire sont mélangées pour ne faire qu'une seule masse d'eau froide ; la couche d'eau profonde étant toujours présente.

Particules

Une partie de la production primaire va être exportée depuis la couche euphotique vers les couches sous-jacentes (couche d'eau intermédiaire et couche d'eau profonde), principalement sous forme de très petites particules. Les teneurs en particules varient en fonction de la composition, de l'intensité et de la structure de taille des chaînes alimentaires planctoniques.

Cependant, d'une façon générale, ces teneurs décroissent en fonction de la profondeur. Cette perte de masse résulte des effets combinés de l'activité bactérienne, de la fragmentation des particules, de leur solubilisation, de leur ingestion ou de leur dégradation (respiration) au cours de leur longue chute vers les profondeurs marines.

Couche d'eau profonde

Seulement 10 % du carbone se rend jusque dans les eaux profondes où il peut être emprisonné pour des décennies et ainsi affecter les échanges de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère. Ceci peut paraître très inefficace comme mode de régulation du climat, mais il faut penser que ce petit flux à l'échelle locale devient énorme lorsqu'il est multiplié à l'échelle du globe.

Respiration (ou dégradation)

La respiration est un processus métabolique qui dégrade la matière organique et libère le CO₂ contenu dans les organismes vivants. Contrairement à la production primaire qui ne s'effectue que dans les eaux de surface, la respiration quant à elle, peut avoir lieu à toutes les profondeurs et même dans les sédiments. Comme la vitesse de retour du CO₂ vers l'atmosphère dépend de la profondeur à laquelle il est libéré, plus le CO₂ sera libéré en profondeur, plus son temps de résidence dans l'océan sera grand. Le bilan annuel simplifié indique toutefois que 90% du carbone fixé par le phytoplancton est reminéralisé ou transporté horizontalement dans les premiers 100–150m de profondeur. Le carbone libéré dans cette couche superficielle peut rapidement retourner dans l'atmosphère. Globalement, cette reminéralisation du carbone n'a donc aucun impact sur la composition de l'atmosphère et donc sur le climat.

Enfouissement dans les sédiments

Une petite partie des particules qui tombent vers les fonds marins n'est pas dégradée et elle sera enfouie progressivement dans les sédiments et ainsi soustraite du cycle du carbone. Le sédiment marin, hormis sa couche superficielle qui peut encore être dégradée, remuée par la bioturbation ou mélangée avec les eaux profondes, est considéré comme un piège pour le carbone ; celui-ci, une fois séquestré dans les sédiments plus profonds, est incorporé à l'écorce terrestre pour constituer des couches géologiques stables. Ce carbone « non échangeable » est alors piégé pour plusieurs centaines de millions d'années (la formation des réserves de charbon ou de pétrole est le meilleur exemple de ce processus de fossilisation à l'échelle géologique).

Flux résiduel

Hiver–printemps

Pour pouvoir équilibrer les différentes équations d'équilibre des masses, le modèle estime un flux résiduel de $705 \text{ mg C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ qui sort de la couche euphotique et vient s'ajouter au flux sédimentaire de matériel détritique, phytoplanctonique et zooplanctonique. Ce flux résiduel correspond à des processus passifs (i.e. entraînement, advection) où chaque groupe est exporté de façon proportionnelle à sa biomasse.

Été–automne

Depuis l'estuaire maritime (nursérie pour l'espèce dominante du zooplancton *Calanus finmarchicus*), de grandes quantités de *Calanus* sont transportées avec les courants issus de l'écoulement des eaux douces des systèmes de drainage des Grands Lacs et du Saint-Laurent vers le golfe. La biomasse zooplanctonique estivale dans le golfe du Saint-Laurent est donc supportée directement par cette advection. Ce transport de production zooplanctonique a été appelé une pompe à *Calanus* (Plourde et Runge, 1993). Nous avons simulé ce processus dans le modèle en imposant un flux additionnel (flux résiduel) vers le grand zooplancton seulement. Ce changement engendre un flux résiduel calculé par le modèle de $155 \text{ mg C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$.

Flux sédimentaire

La matière organique exportable de la couche euphotique ou flux particulière sédimentaire représente des produits issus du métabolisme des organismes vivants (débris, lyse cellulaire, egestion, pelotes fécales, organismes morts, etc.).