

BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
74, rue de la Fédération - 75-PARIS-15^e - Tél. 783 94-00

DIRECTION DU SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 818 - 45-Orléans-La Source - Tél. 66-06-60

MÉTHODE D'ÉVALUATION RAPIDE DES RESSOURCES EN EAUX D'UNE RÉGION

par

Gilbert CASTANY



70 SGN 266 HYD

Septembre 1970

S O M M A I R E

RESUME

INTRODUCTION	1
<u>1. RAPPEL DES NOTIONS SUR L'ÉCOULEMENT DE L'EAU DANS LA LITHOSPHERE</u>	2
1.1. Répartition de l'eau des précipitations à la surface du sol- Eaux souterraines	2
1.2. Relations eaux de surface - eaux souterraines	4
1.3. Notions générales sur le bilan	4
1.4. Régime de l'écoulement souterrain	5
- Généralités	5
- Régime de l'écoulement souterrain dans les aqui- fères libres	6
- Moyennes et fréquences	7
<u>2. RESERVE EN EAUX SOUTERRAINES</u>	7
2.1. Généralités - définitions	7
2.2. Facteurs conditionnels de la réserve	7
2.3. Variabilité des facteurs conditionnels de la réserve	7
2.4. Fluctuations de la surface piézométrique et variations de la réserve	8
2.5. Variations pluriannuelles de la réserve	9
2.6. Types de réserves en eaux souterraines	10
2.7. Renouvellement de la réserve en eaux souterraines	10
<u>3. EXPLOITATION DE L'EAU</u>	12
<u>4. RESSOURCES EN EAUX</u>	13
4.1. Définitions générales	13
4.2. Ressources en eaux globales.....	14
- Définitions	14
- Fractionnement des ressources en eaux globales - Rôle répartiteur de la surface du sol	14
4.3. Ressources en eaux souterraines globales	15
- Ressources entretenues	15

- Ressources non-entretenues	16
- Ressources et utilisation de la réserve	16
5. <u>EVALUATION DES RESSOURCES EN EAUX</u>	16
5.1. Calcul des ressources en eaux globales	16
- Généralités	16
- Calcul du débit d'écoulement global moyen interannuel par les données hydrométriques	18
- Calcul du volume d'eau écoulé annuel moyen	18
- Calcul du module spécifique d'écoulement	19
- Calcul de la lame d'eau écoulée annuelle moyenne	19
- Calcul du débit d'étiage médian annuel des cours d'eau	19
- Calcul du coefficient d'écoulement	21
- Evaluation par extrapolation des modules spécifiques d'écoulement basée sur la lithostratigraphie et la géomorphologie appliquée	21
- Evaluation empirique de l'évapotranspiration réelle annuelle moyenne	22
- Carte des modules spécifiques d'écoulement	22
- Données nécessaires pour le calcul du volume d'eau écoulé annuel moyen	22
5.2. Calcul des ressources en eaux souterraines globales par le débit de l'écoulement souterrain global	23
- Estimation du débit de l'écoulement souterrain glo- bal par fractionnement du débit d'écoulement global.	24
- Evaluation du débit de l'écoulement souterrain glo- bal par le débit d'étiage médian annuel	25
- Estimation directe du ruissellement	25
- Evaluation du débit de l'écoulement souterrain glo- bal par le module spécifique d'écoulement, basé sur les caractéristiques géologiques et géomorphologiques	26
- Confrontation de la carte des modules spécifiques d'écoulement avec les cartes lithostratigraphiques et géomorphologiques	26
- Estimation du débit de l'écoulement souterrain glo- bal par les structures hydrogéologiques	26

. Régions à réservoirs aquifères	26
. Régions sans réservoir aquifère.....	26
- Estimation de la capacité d'emmagasinement des aquifères par les courbes de tarissement	27
5.3. Calcul des ressources entretenues	27
- Données concernant la fraction exploitable du débit de l'écoulement souterrain	28
- Données concernant la détermination du volume uti- lisable des réserves	28
5.4. Données de base nécessaires à l'établissement des program- mes d'exploitation rationnelle de l'eau	30
6. CONCLUSIONS	30

- R E S U M E -

L'évaluation des ressources en eaux d'une région, la planification de leur exploitation et leur conservation, nécessitent des notions claires et précises sur le régime des eaux de surface et souterraines, les réserves et les ressources.

L'eau des précipitations, exception faite des pertes par l'évapotranspiration, se répartit au contact du sol en deux fractions, origines de deux circuits d'écoulement distincts, l'un rapide à la surface du sol avec le ruissellement, et l'autre lent, différé, dans les aquifères par l'écoulement souterrain.

Le débit de l'écoulement global, mesuré aux stations de jaugeage des cours d'eau, est la somme du ruissellement et de l'écoulement souterrain. Ce débit étant égal au débit des émergences vers le réseau hydrographique du bassin considéré.

L'évaluation rapide des ressources en eaux globales d'une grande région, unité hydrogéologique ou pays, peut être effectuée rapidement par des calculs simples avec une précision satisfaisante de 10 à 20 %.

Les ressources en eaux globales sont égales par définition, au débit d'écoulement global moyen interannuel des cours d'eau et les ressources globales en eaux utilisables à 50 % de cette valeur en raison d'impératifs techniques et économiques. Le débit d'écoulement global moyen interannuel peut être évalué par trois méthodes adaptées aux données disponibles. Le module spécifique d'écoulement, exprimé en $l/s. Km^2$, paramètre le plus important est calculé, soit directement avec les données hydrométriques, soit, pour les bassins dépourvus de jaugeages, par extrapolation basée sur la lithostratigraphie et la géomorphologie appliquée. On établit en fin d'étude une carte des modules spécifiques d'écoulement.

Les ressources en eaux souterraines globales sont déterminées par le débit de l'écoulement souterrain et la réserve utilisable. Les principes

de l'évaluation du débit de l'écoulement souterrain reposent sur les méthodes de fractionnement du débit d'écoulement global. Le rôle des structures hydrogéologiques est primordial. En régions montagneuses, il est admis que le débit de l'écoulement souterrain est égal au débit d'étiage médian annuel des cours d'eau.

Dans les autres zones il est obtenu par une fraction fixe, estimée en pourcentage, du module spécifique d'écoulement, dont l'estimation est basée sur les caractéristiques géologiques et géomorphologiques. Dans ce but on confronte les cartes, à la même échelle, des modules spécifiques d'écoulement, de la lithostratigraphie et de la géomorphologie appliquée. La régularisation interannuelle des débits d'exploitation entraîne des prélèvements temporaires sur la réserve tout en assurant sa conservation. Ils sont égaux à la réserve utilisable. En tout état de cause, des impératifs techniques et économiques limitent le volume d'eau prélevable sur le débit de l'écoulement souterrain et la réserve totale, au tiers de leur évaluation.

o o
o

- I N T R O D U C T I O N -

Nous avons effectué dans diverses régions des essais d'évaluation et de cartographie des ressources en eaux globales et des ressources en eaux souterraines en vue de leur développement dans une planification générale.

De même Mme O. DELAROZIERE-BOUILLIN et M. J. MARGAT élaboraient une méthode pour évaluer et cartographier les ressources en eaux souterraines de la France (rapport 69 SGL 294 HYD).

Ce rapport a pour but d'exposer les principes de la méthodologie mise au point pour ces différentes études. Il marque une étape dans l'évolution des techniques et les conclusions auxquelles il aboutit sont provisoires.

o o
o

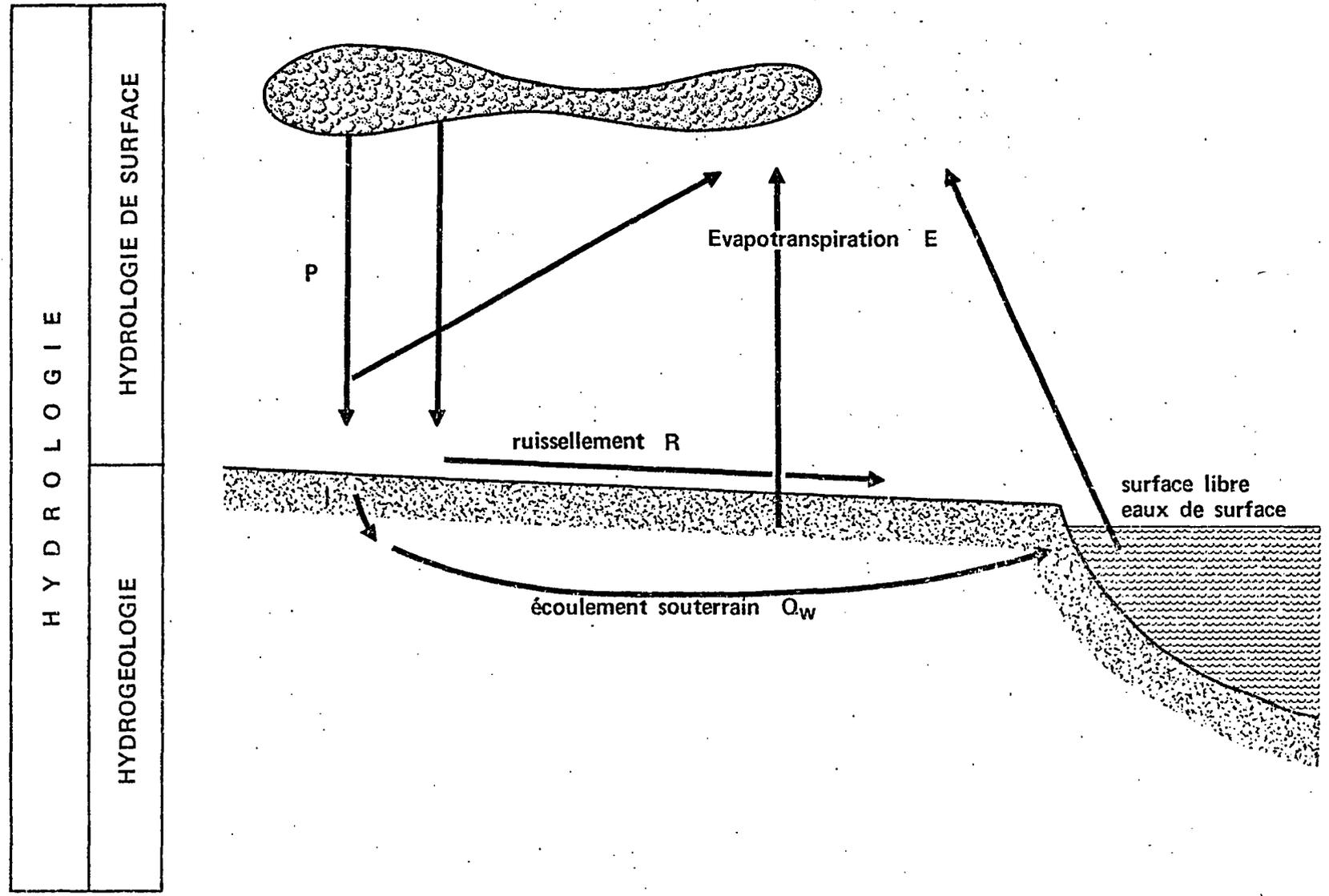
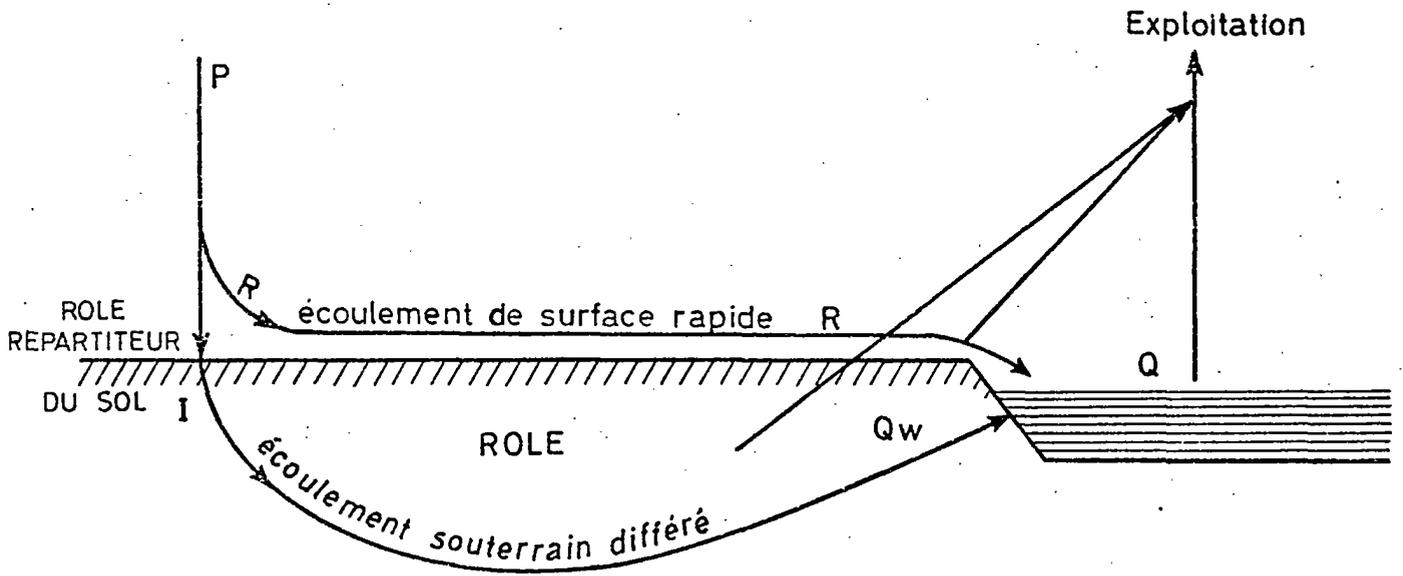


Fig. 1
SCHEMA DU CYCLE DE L'EAU



REGULATEUR DES AQUIFERES

Cas général

Fig. 2

SCHEMA DE REPARTITION DE L'EAU DES PRECIPITATIONS

EVALUATION RAPIDE DES RESSOURCES EN EAUX D'UNE REGION

L'évaluation des ressources en eaux d'une région, base de la planification de leur exploitation et de leur conservation, nécessite tout d'abord des notions claires et précises sur le cycle de l'eau dans la lithosphère. Ces connaissances portent sur tous les domaines de l'hydrogéologie et plus particulièrement sur le régime des eaux souterraines, leurs réserves et leurs ressources.

L'évaluation des ressources en eaux d'une grande région, unité hydrogéologique ou pays, peut être effectuée rapidement par des calculs simples avec une précision de 10 à 20 % selon les données de base dont on dispose.

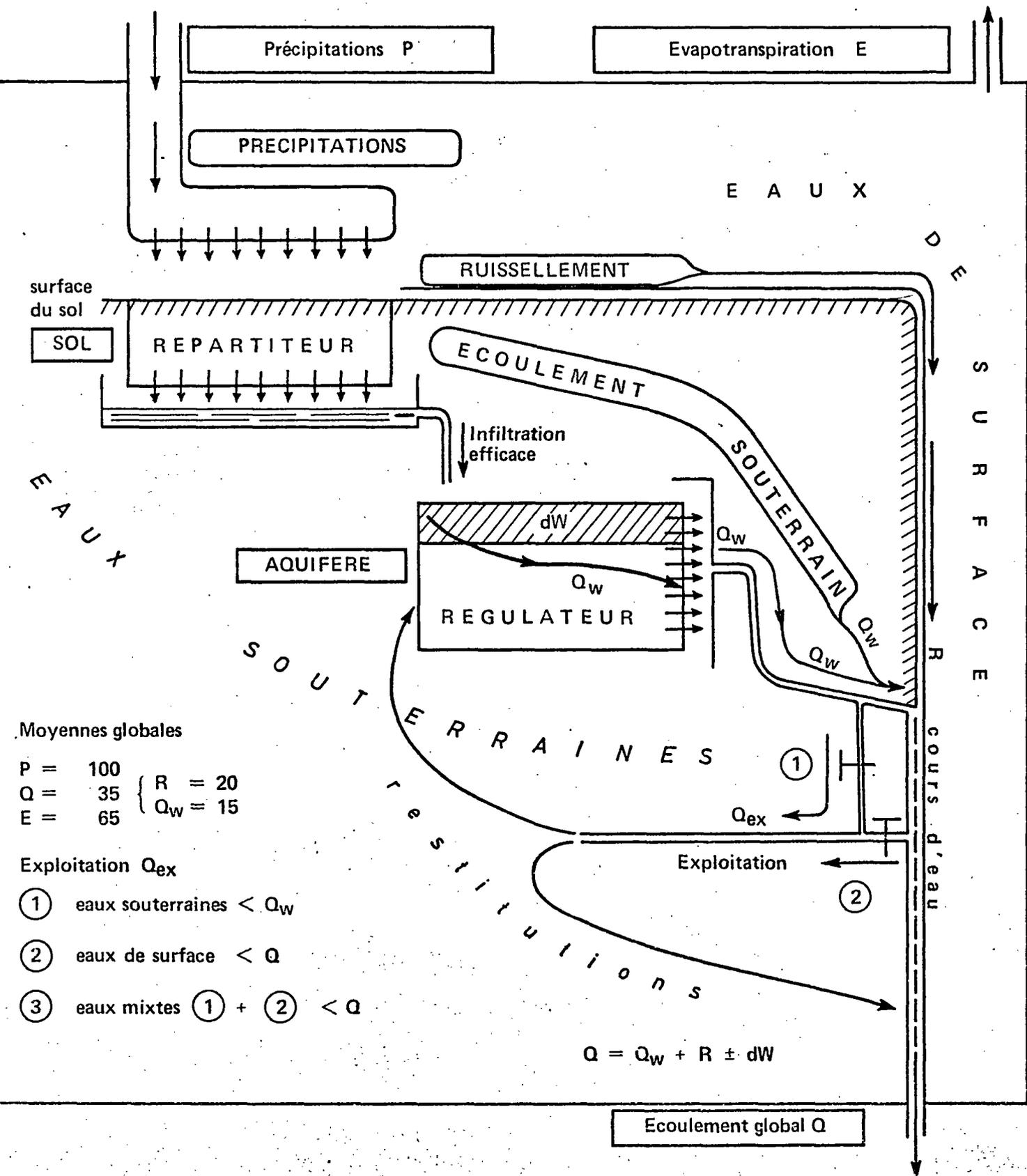
1 - RAPPEL DES NOTIONS SUR L'ÉCOULEMENT DE L'EAU DANS LA LITHOSPHERE

1.1 - Répartition de l'eau des précipitations à la surface du sol. Eaux de surface et eaux souterraines.

L'eau des précipitations, P, au contact du sol, exception faite de l'évapotranspiration réelle, E, se répartit en deux fractions : le ruissellement, R, et l'infiltration, I (fig. 1, 2, 3 et 4). Les eaux de ruissellement s'écoulent à la surface du sol vers le réseau hydrographique et les étendues d'eau libres : lacs, mers, océans. Les eaux d'infiltration franchissent la surface du sol et pénètrent dans le sol et le sous-sol. Elles sont à l'origine des eaux souterraines de la zone non-saturée et des aquifères (infiltration efficace). Dans les aquifères l'écoulement souterrain, Q_w, alimente les cours d'eau par les émergences. Le débit d'écoulement global, Q, dans les cours d'eau, mesuré aux stations de jaugeage, est donc la somme des débits du ruissellement et de l'écoulement souterrain:

$$Q = R + Q_w$$

(1)



Moyennes globales

$$\begin{matrix} P = 100 \\ Q = 35 \\ E = 65 \end{matrix} \left\{ \begin{matrix} R = 20 \\ Q_w = 15 \end{matrix} \right.$$

Exploitation Q_{ex}

- ① eaux souterraines < Q_w
- ② eaux de surface < Q
- ③ eaux mixtes ① + ② < Q

Fig. 3

CIRCUITS DE L'ÉCOULEMENT DE L'EAU
A LA SURFACE DU SOL ET DANS LE SOUS-SOL

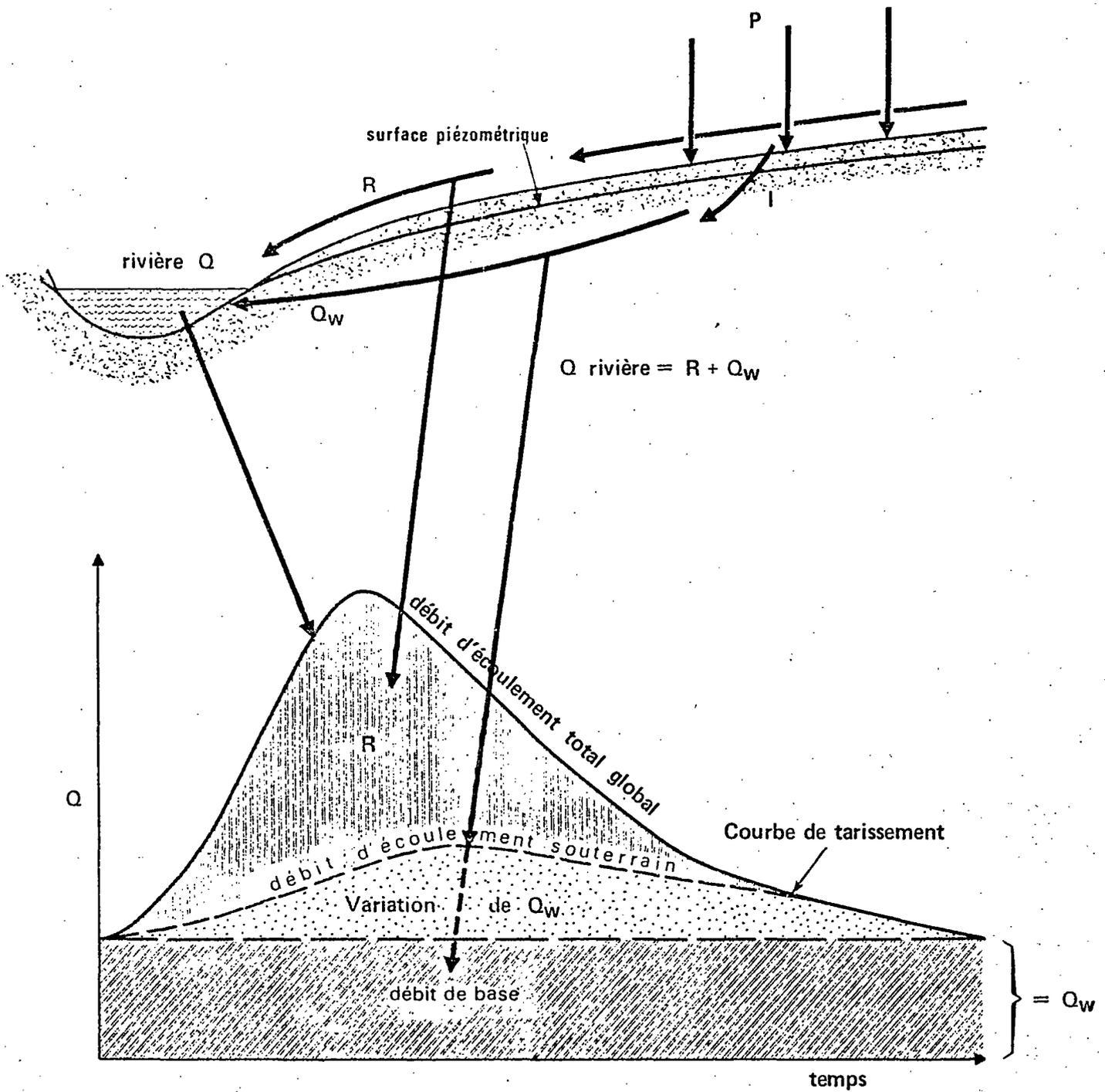


Fig. 4

HYDROGRAMME DU DEBIT D'ECOULEMENT GLOBAL

Sous l'action de la température, l'eau est reprise à l'état de vapeur au cours de toutes les étapes de son cycle. C'est l'évapotranspiration réelle, E.

Les précipitations alimentent ainsi dans la lithosphère, deux circuits d'écoulement de l'eau (fig. 2 et 3) :

- un circuit rapide, quasi instantané à la surface du sol (quelques heures à quelques jours) : précipitation - ruissellement - cours d'eau - océan. Le volume d'eau ainsi écoulé correspond à la crue figurée sur les hydrogrammes (fig. 4) ;
- un circuit lent, différé et plus complexe, dans les aquifères (de longue durée, de l'ordre de quelques mètres par jour) : précipitation - infiltration efficace - écoulement souterrain - émergences - cours d'eau - océan. Cet écoulement est à l'origine du débit des cours d'eau en absence de précipitation (bas débit, étiage). C'est le flot de base des hydrologues, déterminé par les hydrogrammes (fig. 4). La fin de la courbe de décrue, dite de tarissement, représente la vidange des aquifères. La durée de cet écoulement est d'autant plus longue et le retour en surface d'autant plus différé que le temps de parcours souterrain est plus grand (tableau 1), donc que la structure hydrogéologique est plus vaste (conditions aux limites latérales et profondeur de gisement). Dans ce circuit on peut considérer que la surface du sol joue le rôle de répartiteur et les aquifères celui de régulateur (fig. 2 et 3).

TABLEAU 1 - Valeurs de quelques vitesses réelles

	Auteur	Vitesse (m/an)	Temps de parcours (an/km)
<u>Calcul en fonction de la perméabilité des nappes captives</u>			
- Sables paléocènes Aquitaine	SCHOELLER	2 à 3	300 à 500
- Sables verts Bassin Parisien	CASTANY	2,8	360
- Continental intercalaire du Sahara..	SCHOELLER	0,5	2 000
	BONTE	4	250
	CORNET	2 à 3	300 à 500
- Nord de l'Ukraine	KUDELIN	3,6 à 35	30 à 280
- Grès de Nubie (Egypte).....	HELLSTROM	15	87
<u>Détermination par traceurs. Nappes libres.</u>			
- Alluvions de la vallée du Rhin	CASTANY	1000 à 2000	0,5 à 1
- Formation volcanique en Idaho (USA).	JONES	2 400	0,4

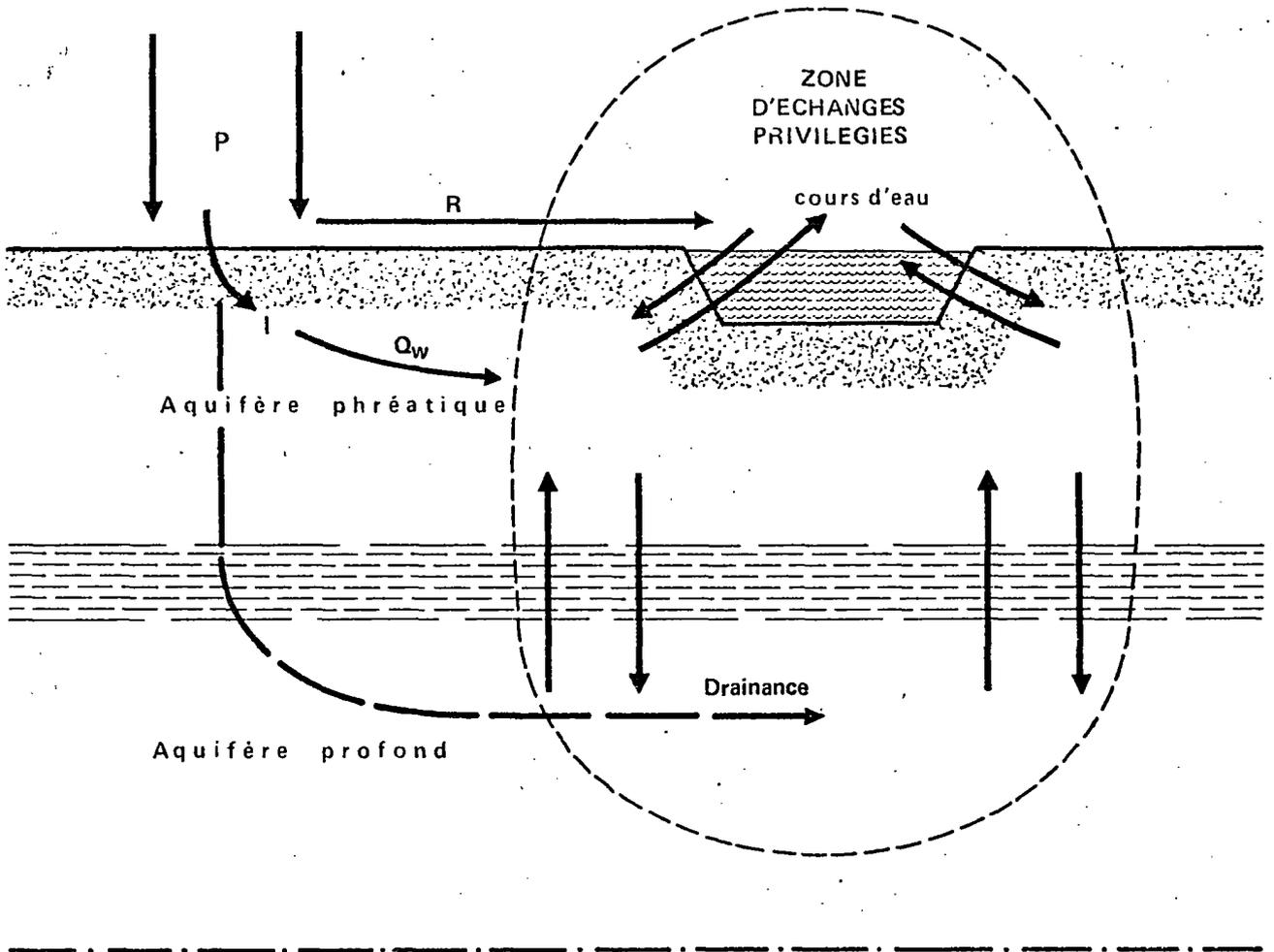


Fig. 5
CIRCULATION DES EAUX SOUTERRAINES
RELATIONS EAUX DE SURFACE - EAUX SOUTERRAINES

1.2 - Relations eaux de surface - eaux souterraines

Nous pouvons en premier lieu considérer, pour l'étude des relations entre les eaux de surface et les eaux souterraines (relations rivière-nappe) et leur rôle dans le bilan global et leurs régimes, deux grands types d'aquifères selon leur profondeur de gisement (fig. 5) :

- les aquifères phréatiques à surface piézométrique libre donc en relations directes avec les eaux de surface ;
- les aquifères profonds, captifs, dont les échanges avec les eaux de surface, indirects, s'effectuent par l'intermédiaire des aquifères phréatiques.

Un bassin hydrogéologique, constitué d'aquifères superposés ou adjacents, est une unité hydraulique (système multicouche). Toute alimentation ou drainage dans les nappes phréatiques se répercutent à l'ensemble des eaux souterraines (ex. : drainage par le cours inférieur de la Seine dans le Bassin de Paris) (fig. 5).

Une première notion à retenir est l'unité des ressources en eaux quels que soient leur fractionnement et leur localisation dans la lithosphère.

1.3 - Notions générales sur le bilan

Partant de la notion du cycle de l'eau et de l'étude des relations entre les eaux de surface et les eaux souterraines, nous pouvons dégager les principes généraux de l'établissement des bilans. Le bilan est la balance entre les entrées et les sorties de l'aquifère (fig. 6). En général, il n'y a pas d'équilibre et la différence, positive ou négative, est la variation de la réserve en eaux souterraines, dW (fig. 6).

Entrées = sorties \pm variation de la réserve

- les entrées sont les précipitations, P , et les apports, q , des alimentations de surface et souterraine;
- les sorties sont l'évapotranspiration réelle, E , le ruissellement, R , le débit de l'écoulement souterrain, Q_w , l'exploitation et les déversements de surface et souterrain, q' .

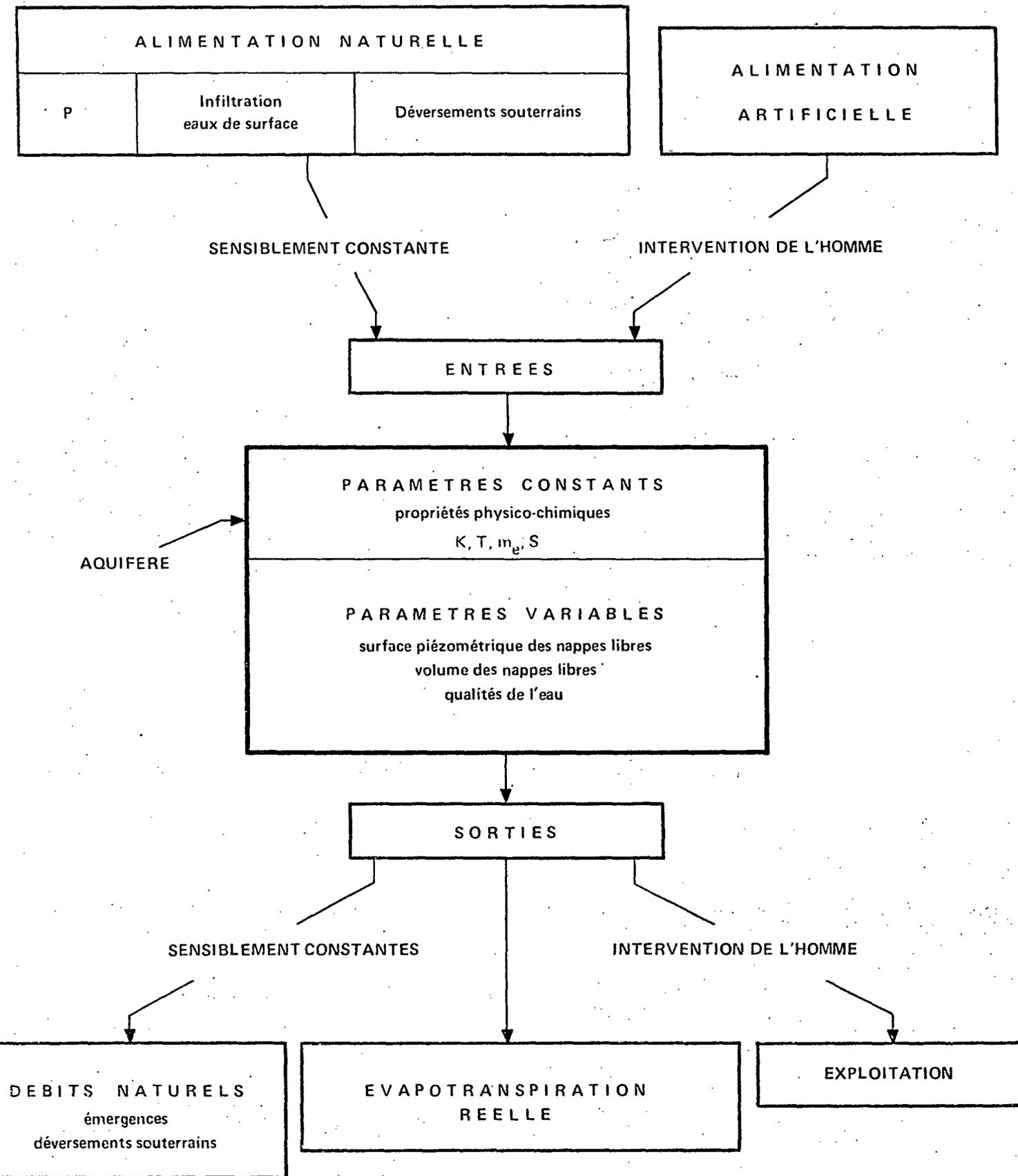


Fig. 6

SCHEMA DES ENTREES ET DES SORTIES AFFECTANT L'AQUIFERE LIBRE

Dans le cas le plus simple, pour une grande région, nous avons :

$$P + q = E + R + I \pm dW + q' \tag{2}$$

En absence d'exploitation

$$P = E + Q I dW \tag{3}$$

$$P = E + R + Qw \pm dW \tag{4}$$

$$Qw = P - (E + R \pm dW) \tag{5}$$

Le pourcentage des différentes fractions issues des précipitations, calculé à l'échelle du bilan des continents est :

- évapotranspiration réelle : 65 %
- ruissellement : 20 %
- écoulement souterrain : 15 %

1.4. Régime de l'écoulement souterrain

Généralités

Le débit des eaux souterraines dans un aquifère ou écoulement souterrain, Q_w , égal à la totalité du volume d'eau sortant, peut être assimilé au débit des émergences vers les cours d'eau du bassin ou de l'unité hydrogéologique considérée. Pondéré par dW il est égal à l'alimentation.

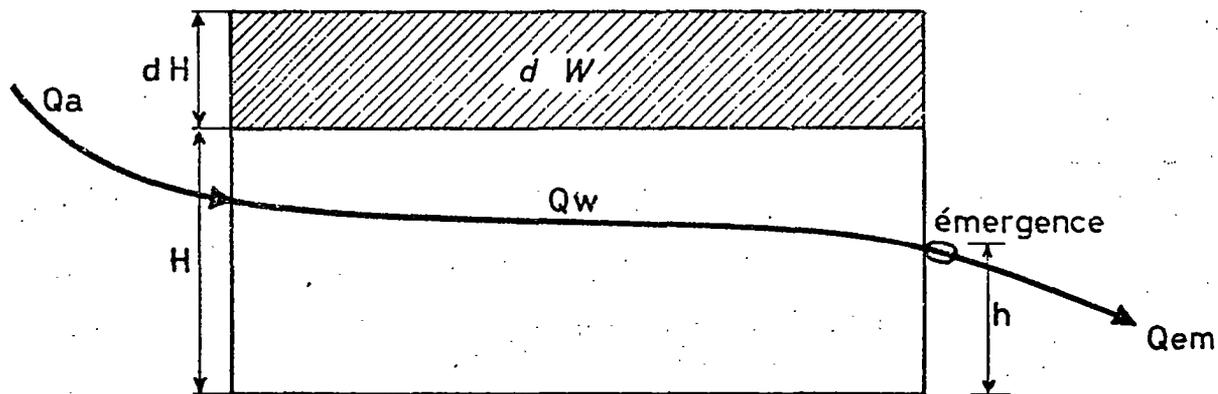
Le débit de l'écoulement souterrain est donné par la loi de Darcy :

$$Q_w = K A I = T L I \tag{6}$$

K , étant la perméabilité de Darcy en m/s ; T , la transmissivité en m^2/s ; I , le gradient hydraulique ; A , la section d'écoulement en m^2 ; L , la largeur de l'aquifère en m .

L'aquifère, pour la notion de réserve et de ressource, joue deux rôles importants :

- conducteur d'eau permettant le débit souterrain en fonction de la perméabilité ; K ou de la transmissivité T ($T = KH$) et de la section utile A ($Q_w = K A I$) ;



h , altitude fixe en général, d'où section d'écoulement constante

Fig. 7

RELATION ENTRE LE NIVEAU PIEZOMETRIQUE
ET LE DEBIT DE L'ECOULEMENT SOUTERRAIN, Q_w

- réservoir d'emmagasinement temporaire, donc de régulateur du débit souterrain (fig. 4), par sa rétention naturelle fonction de la diffusivité T/S (S étant le coefficient d'emmagasinement) et des conditions aux limites latérales. C'est cette propriété qui assure le débit pérenne des émergences et, par voie de conséquence, des cours d'eau en absence de précipitation (décrue et tarissement).

Régime de l'écoulement souterrain dans les aquifères libres

Le débit de l'écoulement souterrain varie dans le temps, essentiellement en fonction du débit d'alimentation, les conditions aux limites des émergences étant en général fixes (fig. 7). Ces variations, K ou T étant constants, entraînent dans les nappes libres des modifications de gradient hydraulique et de section, d'où des fluctuations de la surface piézométrique régularisées par la rétention naturelle de la roche réservoir. Au cours de l'année hydrologique la surface piézométrique oscille entre deux niveaux extrêmes, maximal pour un débit souterrain maximal et minimal pour un débit souterrain minimal (fig. 9). Ces fluctuations aboutissent à un stockage ou à une consommation d'eaux souterraines (tableau 2). Le volume d'eau libre emmagasiné dans la tranche de couche aquifère, délimité par deux niveaux extrêmes, représente la variation de la réserve en eaux souterraines, dW.

TABLEAU 2 - Positions de la surface piézométrique et débit de l'écoulement souterrain

Position de la surface piézométrique	Débit de l'écoulement souterrain	Variation de la réserve
fixe	constant	constante ou nulle
minimale	minimal	minimale ou nulle
maximale	maximal	maximale

Moyennes et fréquences

Les variations interannuelles du débit de l'écoulement souterrain et des fluctuations de la surface piézométrique, nécessitent le calcul de moyennes : débits moyens mensuels, annuels, débits moyens interannuels et une fréquence, surtout pour le calcul des risques de défaillance.

2 - RESERVE EN EAUX SOUTERRAINES

2.1 - Généralités - définitions

La réserve représente le volume d'eau de gravité emmagasiné dans un aquifère à un instant donné. Elle est égale à la quantité d'eau libre contenue dans un réservoir, déterminée par le volume de la structure hydrogéologique et la porosité utile ou le coefficient d'emmagasinement. Elle s'exprime en unités de volume, généralement en millions de mètres cubes.

2.2 - Facteurs conditionnels de la réserve

La réserve en eaux souterraines est fonction de deux séries de facteurs conditionnels :

- facteurs dimensionnels liés aux structures hydrogéologiques ;
- facteurs hydrogéologiques des roches réservoirs : porosité efficace, coefficient d'emmagasinement, pouvoir de rétention fonction de la diffusivité T/S, perméabilité ou transmissivité.

Ces facteurs déterminent la capacité d'emmagasinement des aquifères, exprimée en millions de m³, égale à la somme de la réserve totale et du débit de l'écoulement souterrain, car ce dernier, entretenu par le débit d'alimentation, Q_a , et drainé par le débit des émergences Q_{em} , est continu (Fig. 8).

2.3 - Variabilité des facteurs conditionnels de la réserve

Les facteurs conditionnels de la réserve peuvent être répartis en deux groupes :

- facteurs constants : limites géologiques, caractéristiques hydrogéologiques, transmissivité et coefficient d'emmagasinement ;
- facteurs variables : débits d'alimentation et des émergences, débit de l'écoulement souterrain, limites hydrauliques.

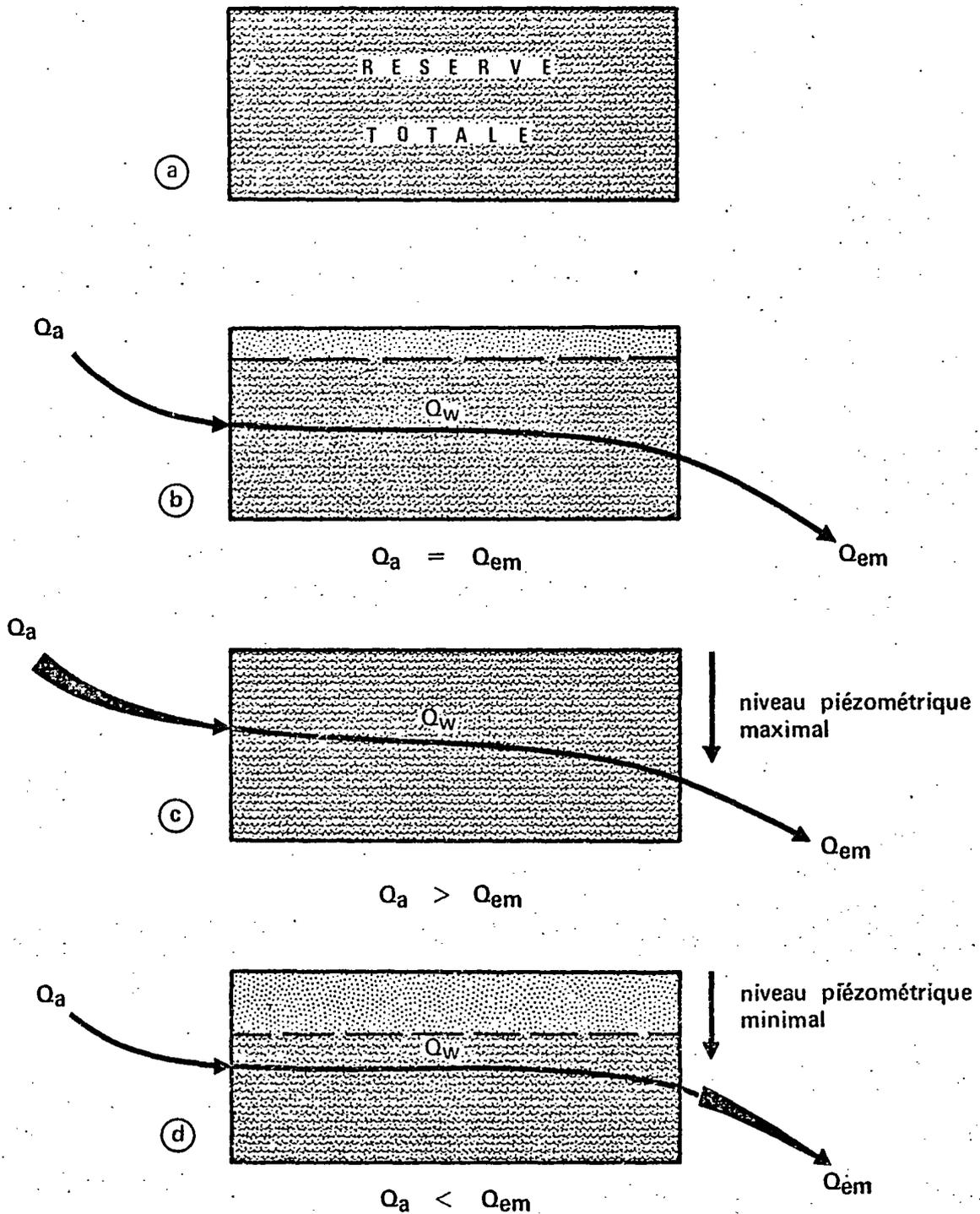


Fig. 8
FLUCTUATIONS DE LA SURFACE PIEZOMETRIQUE
ET VARIATIONS DE LA RESERVE

2.4 - Fluctuations de la surface piézométrique et variations de la réserve

Le débit de l'écoulement souterrain et, par suite, les niveaux piézométriques, sont en relation avec le rapport du débit d'alimentation, Q_a au débit des émergences, Q_{em} (Fig. 7). Trois cas peuvent se présenter (Tableau 3 et Fig. 8).

TABEAU 3 - Rapport du débit d'alimentation et du débit des émergences.
Relations avec les fluctuations de la surface piézométrique.

Rapport Q_a/Q_{em}	Fluctuation de la surface piézométrique.	Niveau piézométrique	Figure
$Q_a = Q_{em} = Cte$	nulle	moyen	8b
$Q_a > Q_{em}$	remontée	maximal	8c
$Q_a < Q_{em}$	descente	minimal	8d

Les fluctuations de la surface piézométrique entraînent des variations de volume de l'aquifère, donc de la réserve. Nous pouvons ainsi distinguer, le substratum étant fixe (fig. 9) :

- la réserve minimale, W_{min} , limitée par la surface piézométrique minimale ou étiage et correspondant au débit souterrain minimal ;
- la réserve maximale W_{max} , limitée par la surface piézométrique maximale et correspondant au débit souterrain maximal.

La différence volumétrique entre ces deux grandeurs de la réserve ($W_{max} - W_{min}$) est la variation de la réserve en eaux souterraines, dW . Elle peut être assimilée pour son évaluation, au volume d'eau libre contenu dans la tranche de roche réservoir délimitée par les deux surfaces piézométriques extrêmes, maximale et minimale. Mais cette représentation n'a qu'une valeur de schéma de calcul, car l'écoulement souterrain a lieu à travers la section utile totale de l'aquifère, toute l'eau de la nappe y participant et assurant la régularisation naturelle des émergences. La variation de la réserve ainsi calculée est comparable à celle évaluée par le bilan des eaux souterraines (page 4).

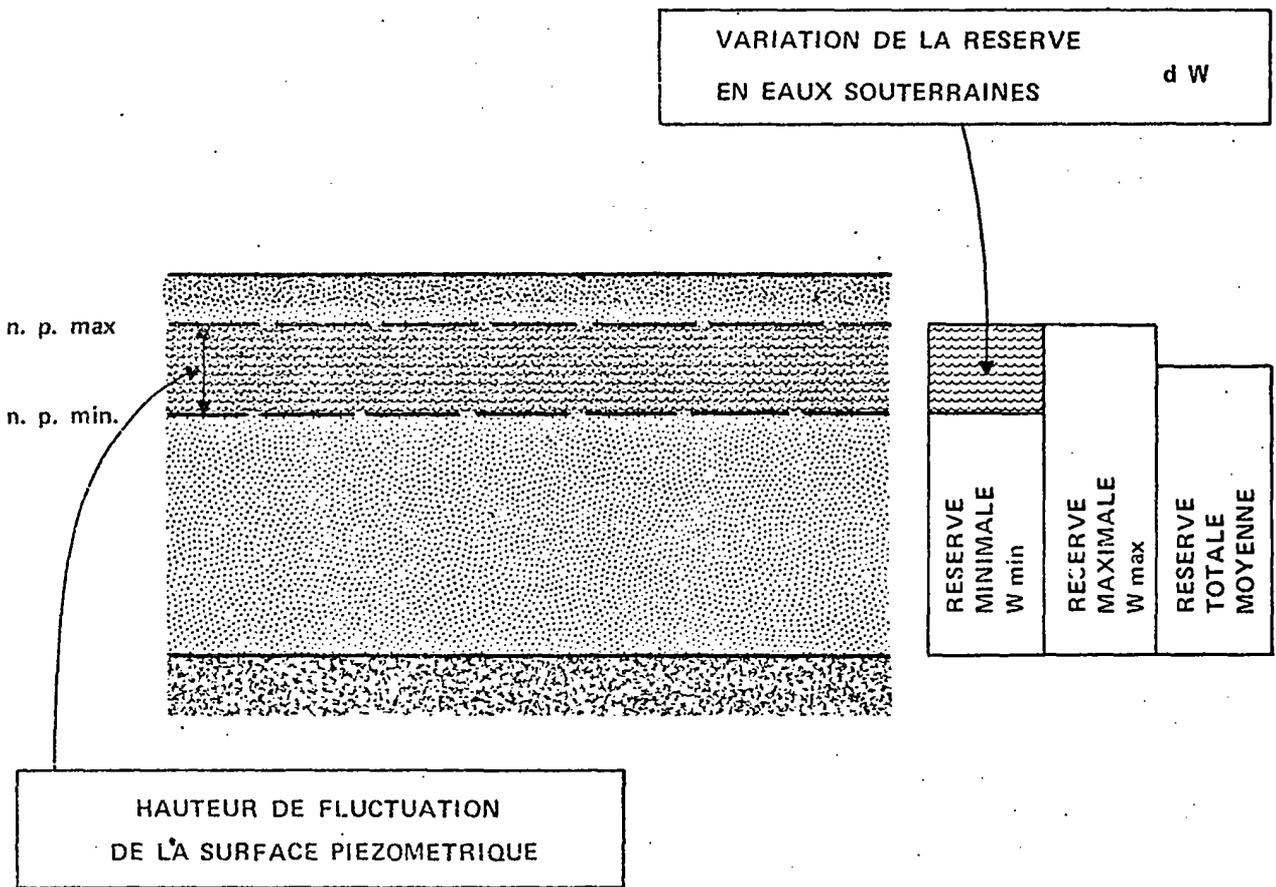


Fig. 9

FLUCTUATIONS DE LA SURFACE PIEZOMETRIQUE
ET TYPES DE RESERVES

2.5 - Variations pluriannuelles de la réserve

Si nous étudions les fluctuations pluriannuelles des niveaux piézométriques nous constatons : que les hauteurs de fluctuations ne sont pas constantes, d'où la notion de variabilité de la réserve et de la variation de la réserve en eaux souterraines. C'est pourquoi les déterminations doivent être effectuées sur des moyennes pluriannuelles (période de 5 à 10 ans, décennale de préférence).

Nous obtenons alors (Tableau 4) :

- la surface piézométrique maximale moyenne avec une réserve maximale moyenne, ou totale moyenne W_{max} ;
- la surface piézométrique minimale moyenne ou étiage moyen avec une réserve minimale moyenne, ou réserve permanente W_{min} .

La réserve totale médiane W_m est :

$$W_m = \frac{W_{max} - W_{min}}{2}$$

TABEAU 4 - Définitions des réserves moyennes

Définition de la réserve	Période hydrologique de référence	Surface piézométrique de référence
Réserve maximale ou totale Réserve minimale Variation annuelle de la réserve	année hydrologique	maximale minimale ou étiage maximale et minimale
Réserve maximale moyenne ou totale moyenne Réserve permanente Variation annuelle moyenne de la réserve	année hydrologique moyenne	maximale moyenne minimale moyenne maximale moyenne et minimale moyenne

Dans les nappes captives la variation de la réserve est négligeable et nous observons uniquement une réserve permanente.

2.6 - Types de réserves en eaux souterraines

La variabilité pluriannuelle de la réserve en eaux souterraines nous permet de répartir le volume d'eau, libérable des aquifères, en quatre types (Tableau 4) :

- la réserve maximale ou totale correspondant à la surface piézométrique maximale et la réserve maximale moyenne ou totale moyenne délimitée par la surface piézométrique maximale moyenne ;
- la réserve minimale correspondant à la surface piézométrique minimale et la réserve permanente délimitée par la surface piézométrique minimale moyenne ;
- la variation annuelle de la réserve en eaux souterraines et la variation annuelle moyenne de la réserve ;
- la réserve totale médiane.

2.7 - Renouvellement de la réserve en eaux souterraines

Nous avons montré que la réserve se renouvelle par les entrées d'eau, lesquelles compensent plus ou moins les pertes. Au cours de chaque année hydrologique, un volume d'eau donné est remplacé dans l'aquifère. Il est égal en absence d'exploitation, au débit de l'écoulement souterrain pondéré par la variation annuelle de la réserve, ou à l'infiltration efficace, I_w .

Nous pouvons définir deux paramètres :

- le taux de renouvellement :

$$dW/W = Q_w/W = I_w/W \quad (8)$$

- la durée de renouvellement :

$$W/dW = W/Q_w = W/I_w \quad (9)$$

ou encore :

$$W/P - E = W/N \quad (10)$$

W est la réserve totale moyenne.

$N = P - E$ la contribution réelle au renouvellement.

Par exemple pour la nappe phréatique du Tafilalt (Maroc) avec $W = 10^9 \text{ m}^3$ et $Q_w = 10^7 \text{ m}^3/\text{an}$.

Les caractéristiques du renouvellement de réserve sont :

- taux de renouvellement : $10^7/10^9 = 0,01$ par an
- durée de renouvellement : $10^9/10^7 = 100$ ans.

Le taux de renouvellement exprime le volume d'eau qui transite annuellement dans l'aquifère (rôle conducteur de l'aquifère). L'emmagasinement souterrain est fonction directe de ce paramètre.

La durée de renouvellement est le temps nécessaire pour reconstituer la réserve totale moyenne si celle-ci était épuisée. Dépendant du temps d'écoulement des eaux souterraines dans l'aquifère, des zones d'alimentation à celles de décharge, elle est liée aux conditions aux limites. La rétention naturelle des roches réservoir (rôle d'accumulation des aquifères) est fonction directe de la durée de renouvellement.

Le renouvellement de la réserve en eaux souterraines est ainsi une caractéristique très importante pour la définition des ressources en eaux et pour l'estimation de la capacité régulatrice des aquifères (tableau 5).

TABLEAU 5 - Importance du taux de renouvellement des réserves pour la capacité régulatrice des aquifères. D'après J. MARGAT

Taux de renouvellement		Importance des réserves	Capacité régulatrice	
estimation	valeur absolue		annuelle	pluriannuelle
Elevé	Egal ou supérieur à 1	faible	nulle	nulle
Moyen	voisin de 0,5	moyenne	utilisable	limitée
Petit	voisin de 0,1	importante	optimale	optimale
Très petit	plus petit que 0,1 jusqu'à 0,001	réserves fossiles alimentation actuelle négligeable ou nulle	très grande	très grande
			-	-

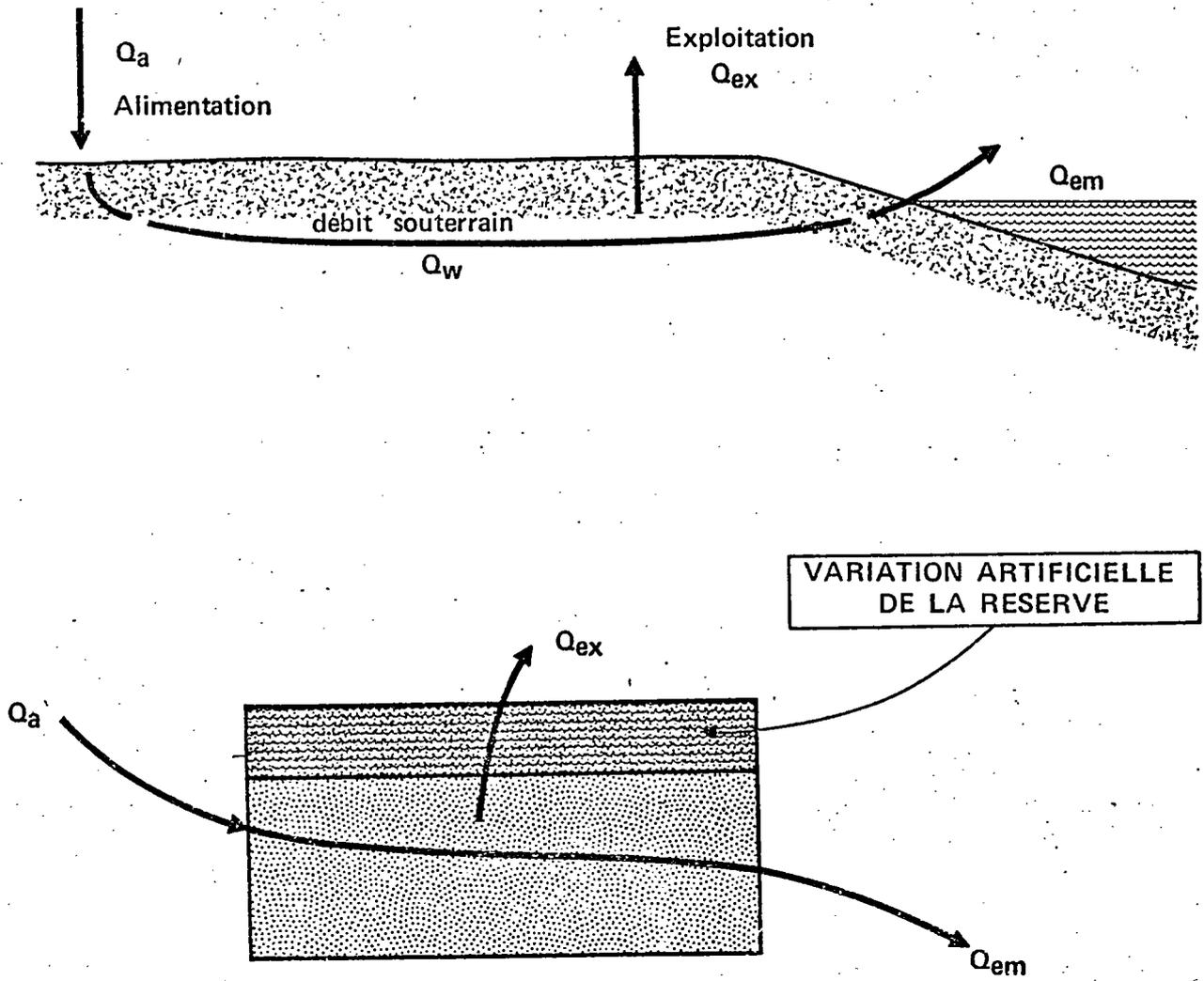


Fig. 10
EFFETS DE L'EXPLOITATION Q_{ex}

Les données de détermination du temps de renouvellement sont obtenues par le calcul du bilan avec les données hydrométéorologiques et hydrométriques, le calcul de la vitesse de l'écoulement souterrain (mesures de la perméabilité, du gradient hydraulique et de la section d'écoulement) ou les mesures directes de la vitesse réelle par emploi de traceurs.

3 - EXPLOITATION DE L'EAU

L'exploitation de l'eau a pour but de régulariser les débits en fonction des besoins. Cette régularisation, portant sur les débits globaux disponibles, peut être effectuée par deux procédés :

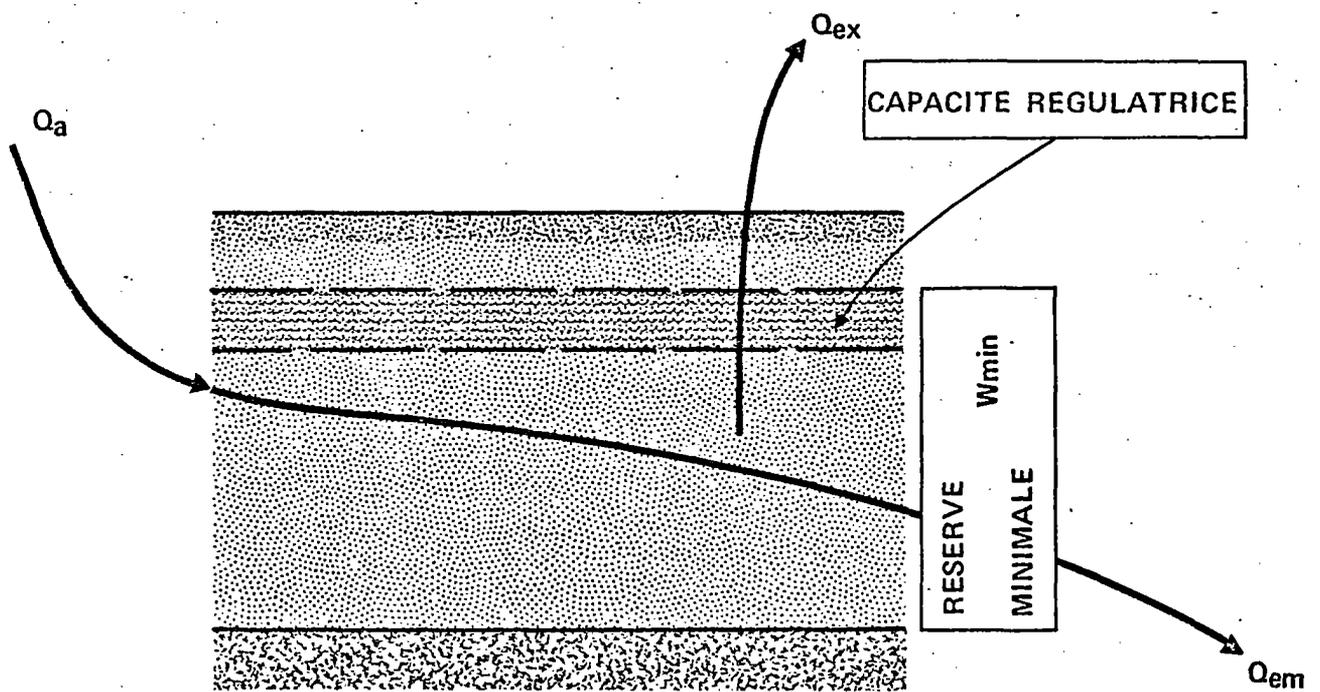
- captage des eaux de surface ou des eaux souterraines (ou des deux) ;
- accumulation temporaire des eaux par deux techniques :
 - barrages de retenue en surface,
 - emmagasinement souterrain, assorti ou non de procédés d'alimentation artificielle.

Le choix est dicté par des impératifs techniques et économiques (débit et qualité en particulier). Les eaux souterraines présentent comme avantages particuliers :

- une meilleure répartition en surface,
- régularisation naturelle dans le temps,
- protection contre les pollutions,
- disponibilité permanente.

L'exploitation a pour but d'extraire un volume d'eau des aquifères en un point déterminé, à une distance plus ou moins éloignée des émergences naturelles. Cette sortie d'eau supplémentaire modifie le régime naturel de l'aquifère par deux effets interférant sur le débit de l'écoulement souterrain et sur la réserve (Fig. 10) :

- Baisse de l'écoulement souterrain ayant des répercussions isolées ou simultanées : diminution du débit des émergences, augmentation de celui de l'alimentation. Ce dernier effet, excepté la réalimentation induite, est exceptionnel. Le débit d'alimentation pouvant être considéré comme constant l'exploitation a pour conséquence de diminuer le débit des émergences, donc de permettre une régularisation des prélèvements en fonction des besoins. Il n'y a pas utilisation d'un volume d'eau supplémentaire, mais redistribution de l'eau, avec changement du fractionnement naturel du débit d'écoulement global, avantageant l'écoulement souterrain au détriment des eaux de surface.



$$\text{CAPACITE REGULATRICE} = \frac{d W}{W_{min}}$$

Fig. 11

EXPLOITATION ET CAPACITE REGULATRICE

- Variation artificielle de la réserve en eaux souterraines supérieure à la normale, provoquée par le rabattement de la surface piézométrique. Il est ainsi possible d'amplifier, par l'exploitation, le volume de la variation naturelle de la réserve en faisant appel au rôle régulateur de la réserve permanente, mais sans dépasser la variation annuelle moyenne de la réserve. Le volume d'eau, ainsi extrait est la capacité régulatrice de la réserve (Fig.10). Elle est négligeable pour les nappes captives.

La surexploitation entraîne une consommation de la réserve permanente et son épuisement progressif (Tableau 6).

L'exploitation des eaux souterraines fait donc appel au débit de l'écoulement souterrain et aux réserves. En principe le volume d'eau extrait ne peut excéder le tiers de leur valeur.

TABLEAU 6 - Débits, réserves et exploitation des eaux souterraines

Débits	Réserves utilisées	Exploitation
$Q_{ex} + Q_{emex} = Q_a = Q_{em}$	Variation annuelle moyenne de la réserve et <u>régularisation</u> de la variation interannuelle de dW par la <u>réserve permanente</u>	rationnelle
$Q_{ex} + Q_{emex} > Q_a$	dW annuelle moyenne et réserve permanente	surexploitation

Q_{ex} , débit d'exploitation ;
 Q_{em} , débit naturel des émergences ;
 Q_{emex} , débit des émergences lors de l'exploitation.

4 - RESSOURCES EN EAUX

4.1 - Définitions générales

Les ressources représentent le volume d'eau disponible pour l'exploitation. Elles sont déterminées par la réserve totale moyenne et son renouvellement (donc par la variation annuelle moyenne de la réserve), le débit de

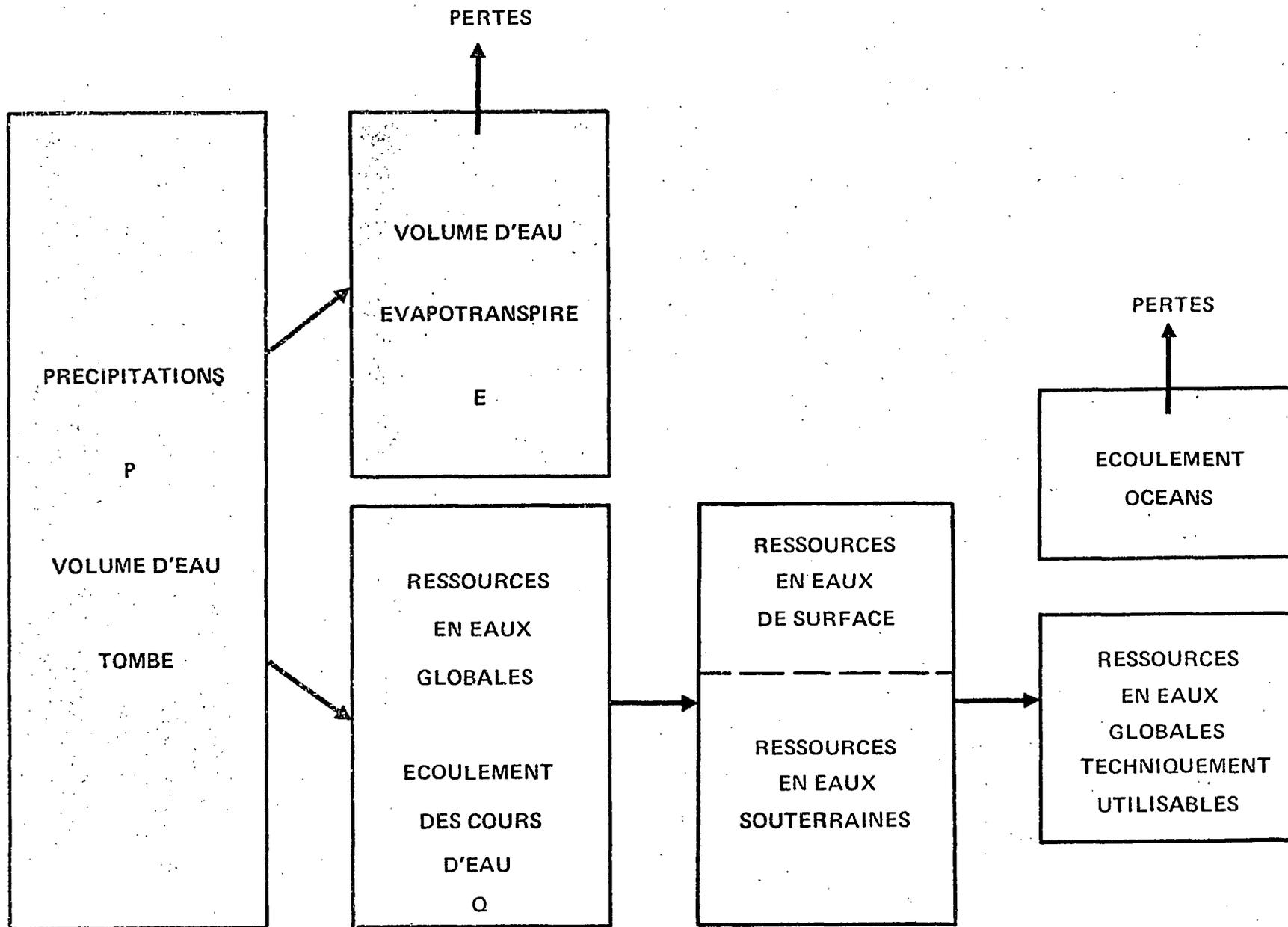


Fig. 12
REPARTITION DES RESSOURCES EN EAUX

l'écoulement souterrain, le rendement technique des ouvrages de captages, les conditions économiques imposées (prix de revient, politique de l'eau) et la préoccupation de leur conservation en quantité et en qualité. Elles sont exprimées en millions de m³/an. Elles présentent ainsi des caractères conventionnels imposés par des contraintes économiques, techniques et prévisionnelles. Nous pouvons distinguer : (fig. 12)

- les ressources en eaux globales ;
- les ressources en eaux de surface ;
- les ressources en eaux souterraines.

4.2 - Ressources en eaux globales

Définitions

Les ressources en eaux globales sont égales au débit d'écoulement global des cours d'eau, Q, du territoire considéré. C'est-à-dire à la somme du ruissellement, R, dans le réseau hydrographique et du débit de l'écoulement souterrain global, Q_w, corrigé de la variation de la réserve en eaux souterraines, dW.

$$Q = Q_w + R \pm dW \quad (11)$$

Fractionnement des ressources en eaux globales - Rôle répartiteur de la surface du sol

La surface du sol assure la répartition de l'eau des précipitations en deux fractions, le ruissellement, R, et l'infiltration I (Fig. 2 et 3). Ce fractionnement est régi par six groupes de facteurs conditionnels :

- caractéristiques des précipitations : intensité/durée, nature (liquide ou neige) ;
- caractéristiques géologiques du sol : lithologie des terrains, perméabilité verticale, structures ;
- caractéristiques géomorphologiques du sol : morphométrie, pentes, relief, dynamique des sols ;
- caractéristiques hydrogéologiques du sol : humidité de la zone non-saturée, profondeur de la surface piézométrique, hauteur d'ascension capillaire ;

- caractéristiques de la couverture végétale ;
- interactions physico-chimiques de l'eau avec les facteurs précédents.

Nous voyons apparaître déjà l'importance de la géologie et de la géomorphologie dans l'étude des ressources.

Ainsi que nous l'avons souligné, à maintes reprises, les ressources en eaux globales constituent un tout et chaque prélèvement sur l'une des fractions s'effectue au détriment de l'autre. Par exemple l'exploitation des eaux souterraines diminue le débit de l'écoulement souterrain, donc des émergences, puis des cours d'eau. Le choix de l'exploitation du débit souterrain entre l'aquifère et le cours d'eau est donc imposé essentiellement par des considérations techniques et économiques. Celui-ci doit tenir compte en particulier des effets de l'exploitation sur les limites de la structure hydrogéologique et fixer le seuil d'influence des captages sur les eaux de surface, d'où nécessité d'une politique d'ensemble d'utilisation des ressources globales.

Les ressources en eaux globales se répartissent d'après leurs conditions de gisement et les disponibilités en eaux, en deux grandes catégories (Fig. 12) :

- les ressources en eaux de surface ;
- les ressources en eaux souterraines globales ;

Nous nous intéresserons aux eaux souterraines.

4.3. - Ressources en eaux souterraines :

Les prélèvements de l'exploitation des eaux souterraines portent sur le débit de l'écoulement souterrain et sur la réserve. L'exploitation rationnelle vise à la conservation de la réserve permanente, donc au maintien de l'équilibre du bilan interannuel. La régularisation du volume d'eau extrait de l'aquifère est obtenue par prélèvements sur la réserve minimale annuelle des années excédentaires, laquelle compense le déficit des années d'alimentation minimale. Le volume d'eau moyen annuel ainsi exploité représente les ressources entretenues parfois appelées ressources régularisées. Les ressources en eaux souterraines représentent donc la quantité d'eau maximale prélevable dans un aquifère, pendant une durée définie, dans des conditions techniques et économiques acceptables.

Ressources en eaux souterraines globales

Les ressources en eaux souterraines globales sont égales au débit de l'écoulement souterrain annuel moyen. Elles peuvent donc être calculées par fractionnement du débit d'écoulement global des cours d'eau.

Ressources entretenues ou régularisées

Le volume d'eau annuel moyen exploité, provenant des prélèvements sur le débit de l'écoulement souterrain et sur la réserve, représente les ressources entretenues, encore appelées ressources régularisées. Les ressources entretenues, au moins égales à la variation annuelle moyenne et à une fraction du débit de l'écoulement souterrain, ne peuvent excéder le tiers de celui-ci. En effet le tarissement total des émergences est impossible, techniquement et économiquement. Dans la première évaluation, inférieure aux possibilités de production optimale de l'aquifère, la répercussion sur les débits d'alimentation et des émergences est faible ; dans le second cas ces débits sont influencés.

Ressources non entretenues

Dans certains cas, justifiés économiquement, l'objectif de l'exploitation est la consommation progressive de la réserve permanente, donc la surexploitation. Le volume d'eau moyen annuel extrait, supérieur à la variation annuelle moyenne de la réserve, représente les ressources non entretenues.

Les nappes captives, pour lesquelles, en général le renouvellement et la variation de la réserve sont faibles, sont toujours surexploitées et présentent des ressources non entretenues.

Ressources et utilisation de la réserve - réserve utilisable

Les prélèvements sur la réserve assurent la régularisation des débits d'exploitation. Le volume d'eau ainsi extrait peut être appelé, avec Mme BOUILLIN et J. MARGAT, la réserve utilisable.

5 - EVALUATION DES RESSOURCES EN EAUX

5.1. - Calcul des ressources en eaux globales

Généralités - méthodes de calcul

L'évaluation des ressources en eaux globales d'une grande région, unité hydrogéologique ou pays, peut être effectuée rapidement par des calculs simples avec une précision de 10 à 20 % selon les données de base disponibles.

Par définition les ressources en eaux globales sont égales au débit d'écoulement global moyen interannuel des cours d'eau du territoire considéré, calculé sur une période de 10 ans. Ce débit est mesuré aux stations de jaugeage avec une approximation de 6 %. L'estimation de ces ressources repose donc

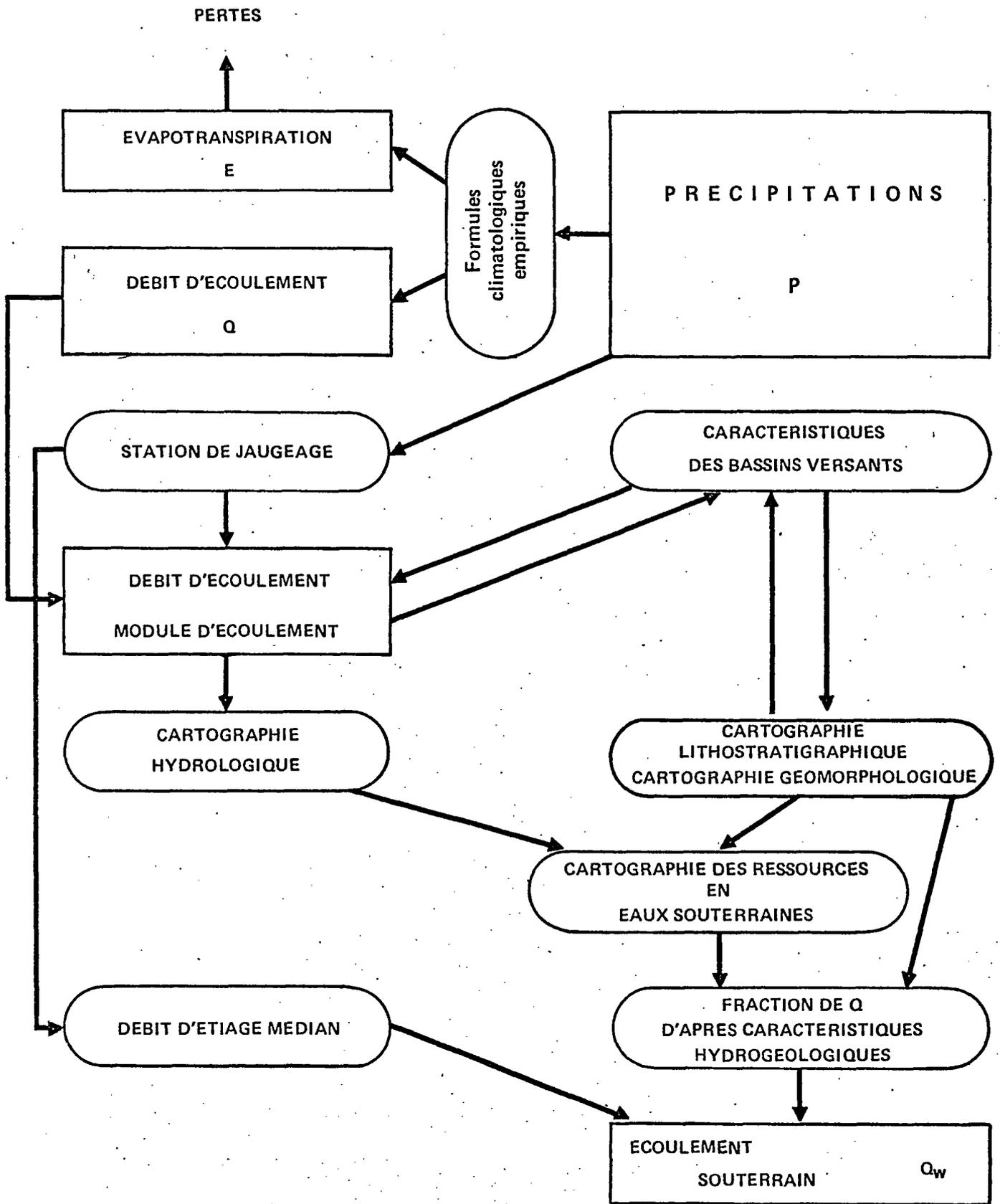


Fig. 13

EVALUATION DES RESSOURCES EN EAUX

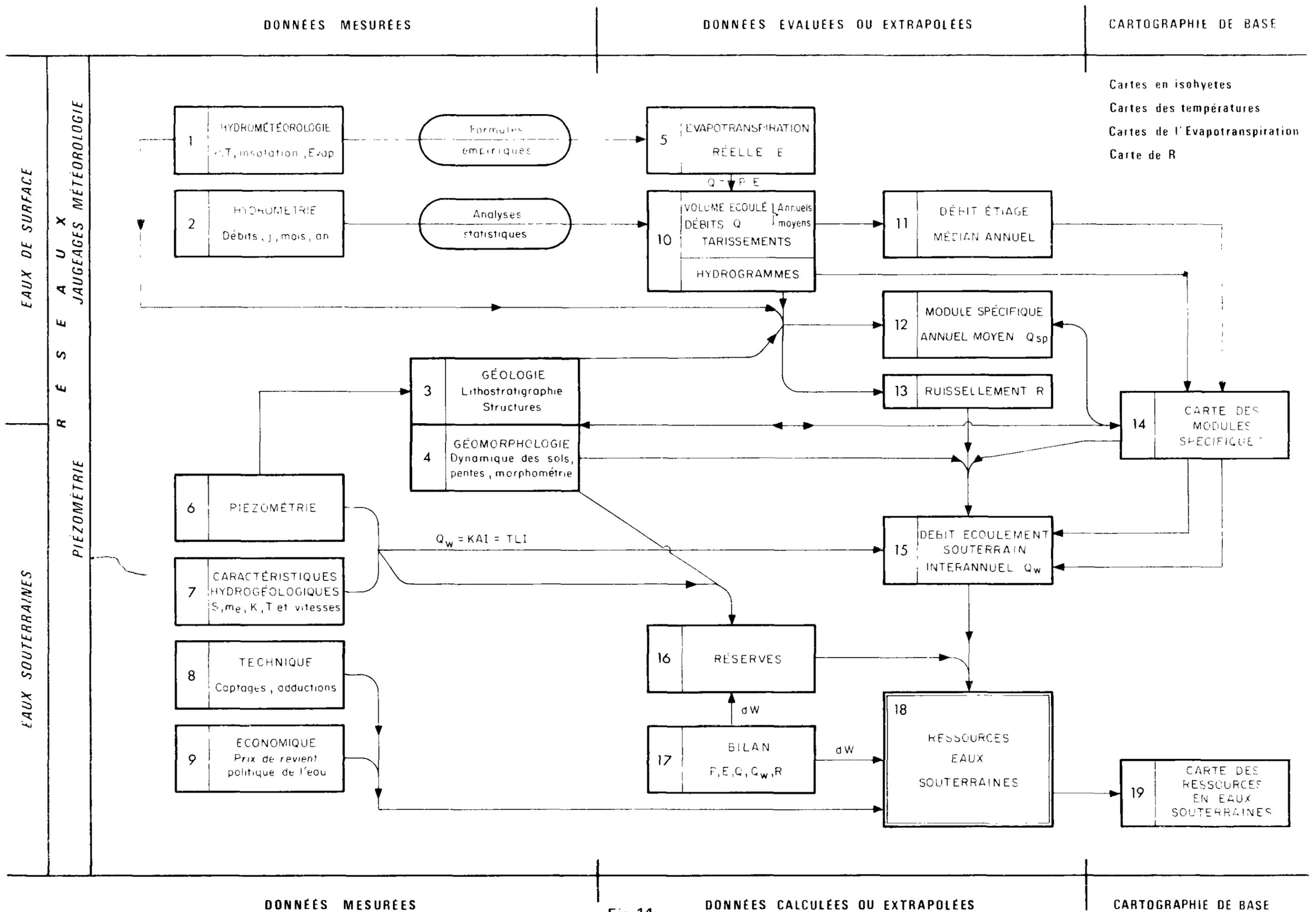


Fig. 14

MÉTHODES D'ÉVALUATION DES RESSOURCES EN EAUX

sur la qualité du réseau hydrométrique : densité et bonne répartition des stations, bonne précision des mesures (tarage des stations). En général, on constate par exemple que les stations sont nombreuses en montagne et dans les piémonts (liaison avec l'équipement hydroélectrique) et rares en plaine.

Nous noterons que le débit d'écoulement global moyen intègre l'effet de tous les facteurs conditionnels du bassin énumérés page 14.

L'exploitation de bassins représentatifs apporte des données précieuses aux calculs entrepris.

Le volume des ressources en eaux globales n'est pas exploitable en totalité par suite de la mauvaise répartition :

- dans le temps, apparition de gros débits en saison humide alors que les besoins sont réduits et satisfaits, de faibles débits en saison sèche correspondant à une consommation élevée. Impossibilité de retenir la totalité des crues ;
- dans l'espace nécessitant des transports onéreux sur de grandes distances.

Dans les conditions techniques et économiques actuelles, on estime que le volume utilisable du débit d'écoulement total moyen interannuel est de 50 %. Par cette correction, nous obtenons les ressources en eaux globales techniquement utilisables.

Nous admettrons que les précipitations et les températures sont connues sur une période suffisante (30 années). Le débit d'écoulement global moyen interannuel peut être évalué, selon les autres données disponibles, par trois méthodes (Fig. 13 et 14). :

- calcul à partir des mesures de débits aux stations de jaugeage (estimation à 10 %) - (Fig. 15) ;
- évaluation par extrapolation des modules spécifiques d'écoulements annuels moyens, basée sur la lithostratigraphie, la géomorphologie, corrigée par les précipitations et les températures annuelles moyennes - estimation de 10 à 20 % - (Fig. 17, 18, 19 et 20) ;
- évaluation empirique de l'évapotranspiration réelle annuelle moyenne par des formules climatologiques (TURC, THORNTHWAITE). (Estimation de 50 à 100 %). (Fig. 21).

Calcul du débit d'écoulement global moyen interannuel par les données hydrométriques

Les données hydrométriques, obtenues aux stations de jaugeage et publiées dans les annuaires, permettent par des analyses statistiques sur une période de 10 ans de calculer les débits caractéristiques de l'écoulement global. Ce sont :

- débit moyen journalier,
- " " mensuel,
- " " interannuel,
- " " minimal (bas débit),
- " " annuel,
- " " interannuel,
- module interannuel,
- volume d'eau écoulé annuel.

Ces données de base nous permettent ensuite de calculer :

- volume d'eau écoulé annuel moyen,
- module spécifique d'écoulement annuel moyen ou module spécifique d'écoulement, Q_s ,
- lame d'eau écoulée annuelle moyenne, H_{mm} ,
- débit d'étiage médian annuel,
- coefficient d'écoulement, H_{mm}/P .

Calcul du volume d'eau écoulé annuel moyen

C'est la moyenne arithmétique des volumes d'eau écoulés annuels, sur une période de référence de 10 années consécutives. Cette écoulee est identique pour toutes les stations de la zone étudiée. Ces valeurs sont publiées dans les annuaires hydrologiques.

Si l'on ne dispose que de données hydrométriques partielles, les calculs seront corrigés par le coefficient d'hydraulicité des bassins voisins.

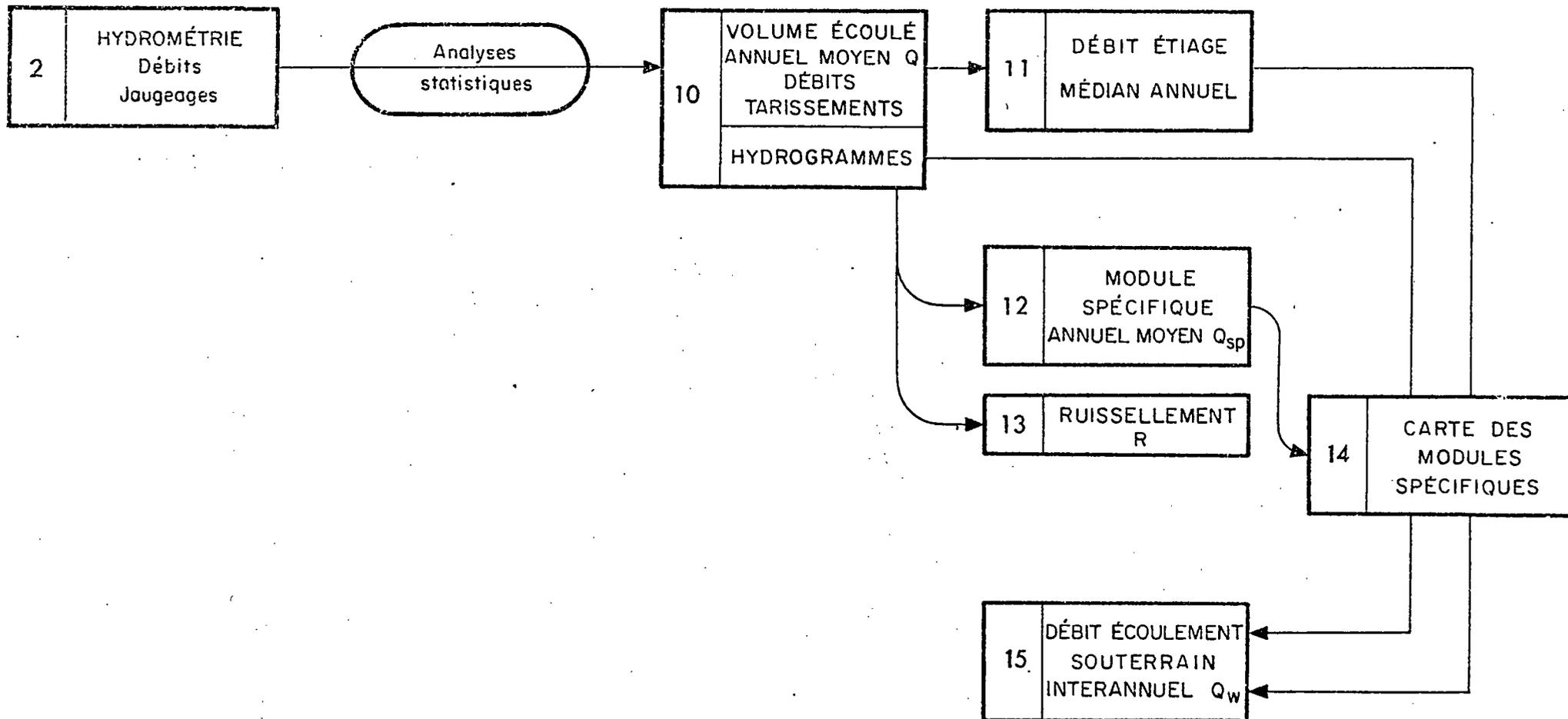


Fig. 15
CALCUL DU MODULE SPÉCIFIQUE D'ÉCOULEMENT
Méthode 1

$$\text{Coefficient d'hydraulicité} = \frac{Q \text{ moyen interannuel de } n \text{ années} \times 100}{Q \text{ moyen interannuel de 10 ans}} \quad (12)$$

n est le nombre d'années d'observation à la station considérée.

$$\text{Volume d'eau écoulé interannuel extrapolé} = \frac{Q \text{ moyen interannuel de } n \text{ années} \times 100}{\text{coefficient d'hydraulicité}} \quad (13)$$

Calcul du module spécifique d'écoulement, Qs

Le module spécifique d'écoulement Qs, est égal au quotient du volume d'eau écoulé annuel moyen, W, en m³/an, par la surface A, en km², du bassin versant hydrographique drainé par la station de jaugeage considérée. Il est exprimé en m³/an. km² ou de préférence en l/s.km².

Ex. : Si W = 240.10⁶ m³/an et A = 3420.10⁶ km²

$$Q_s = \frac{W}{A} = \frac{240.10^6}{3420.10^6} = 0,07 \text{ m}^3/\text{an.km}^2 = 2,2 \text{ l/s.km}^2 \quad (14)$$

Calcul de la lame d'eau écoulée annuelle moyenne, Hmm

La lame d'eau écoulée annuelle moyenne, Hmm, exprimée en mm de hauteur d'eau, est calculée à partir de module spécifique d'écoulement.

Si le module spécifique d'écoulement est exprimé en m³/an. km², nous avons :

$$Hmm = 1000 Q_s \quad (15)$$

s'il est exprimé en l/s.km² :

$$Hmm = 31,536 Q_s \quad (16)$$

dans l'exemple précédent :

$$Hmm = 0,07 \times 1000 = 70 \text{ mm}$$

$$Hmm = 2,2 \times 31,536 \approx 70 \text{ mm}$$

Calcul du débit d'étiage médian annuel des cours d'eau

Les débits d'étiage des cours d'eau pérenne sont représentatifs des apports des aquifères au réseau hydrographique, donc également du débit de l'écoulement souterrain global.

Le débit d'étiage moyen d'une année est la moyenne arithmétique des débits moyens journaliers d'une période de 30 jours consécutifs, la plus faible de l'année considérée (tableau n° 7).

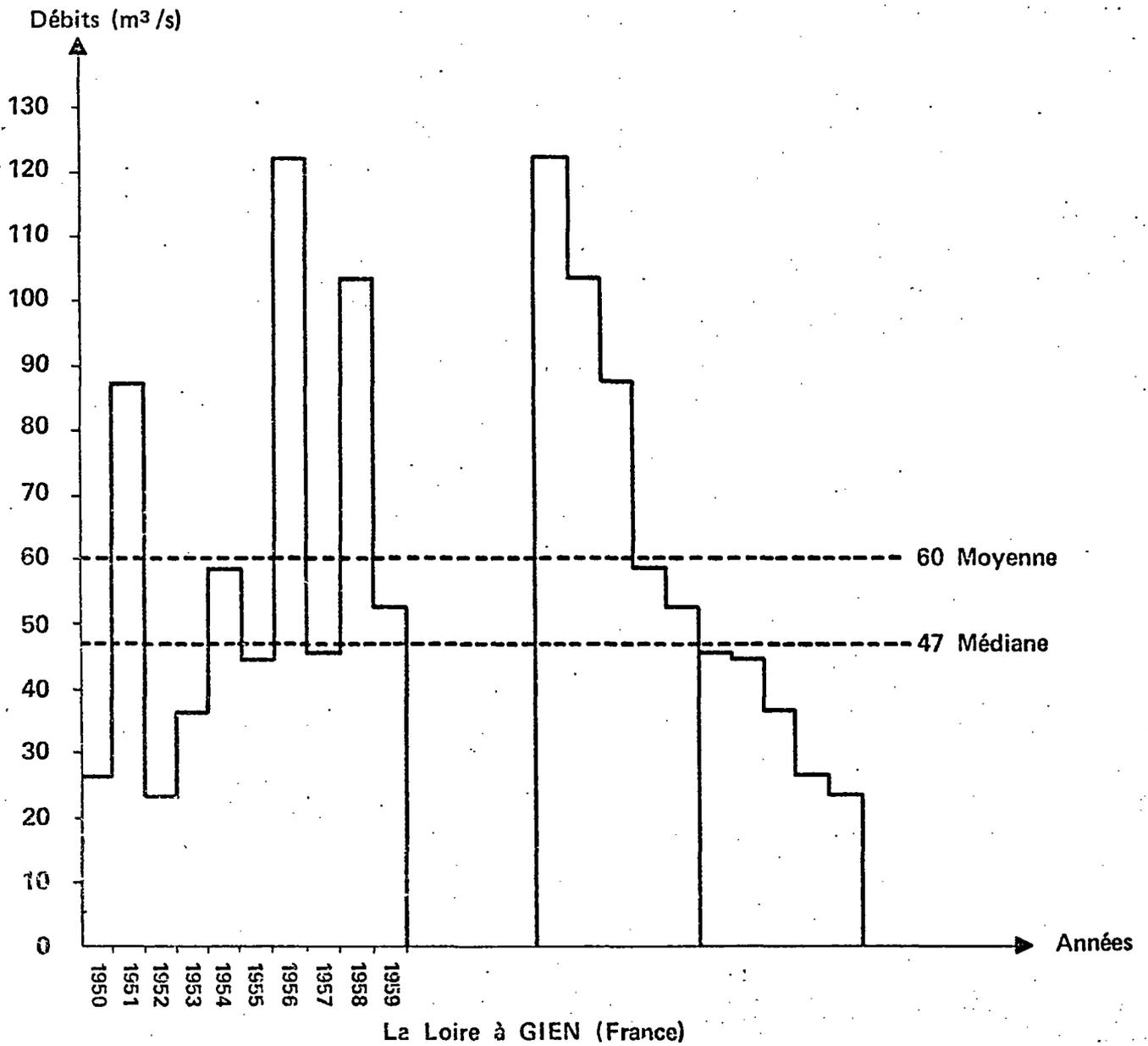


Fig. 16

DEBIT D'ETIAGE MOYEN ET DEBIT D'ETIAGE MEDIAN

Le débit d'étiage médian annuel est la médiane des débits d'étiage moyen d'une série de 10 années consécutives (tableau n° 7).

Le débit d'étiage médian (fréquence 50 %) est le débit d'étiage moyen annuel atteint en moyenne une année sur deux (fig. 16).

La méthode la plus rapide de calcul consiste à repérer à l'aide des débits moyens mensuels et des courbes de débits moyens journaliers relatifs à une année donnée, les 30 jours consécutifs dont la moyenne arithmétique des débits moyens journaliers est la plus faible de l'année considérée. Nous citerons comme exemple, la Loire à GIEN pour les années 1950 à 1959 (tableau 7 et fig. 16).

TABLEAU 7 : Calcul du débit d'étiage médian annuel pour la Loire à GIEN (années 1950-1959) - D'après M. ALBINET et J. MARGAT

Années	Période de 30 jours consécutifs		Oébit d'étiage moyen en m ³ /s
1950	1er août	au 30 août	26,33
1951	30 septembre	au 29 octobre	87,26
1952	22 juillet	au 20 août	23,36
1953	27 août	au 25 septembre	36,20
1954	20 juillet	au 18 août	58,60
1955	21 septembre	au 20 octobre	44,30
1956	31 juillet	au 29 août	122,23
1957	25 août	au 23 septembre	45,30
1958	31 août	au 29 septembre	103,80
1959	3 août	au 1er septem.	52,26
	TOTAL		599,64
moyenne arithmétique : $\frac{599,64}{10} \neq 60 \text{ m}^3/\text{s}$			
débit d'étiage médian annuel : 47 m ³ /s environ			

Une méthode, encore plus rapide, donnant des résultats satisfaisants, consiste à prendre la moyenne arithmétique des débits moyens mensuels les plus faibles de l'année sur une série décennale.

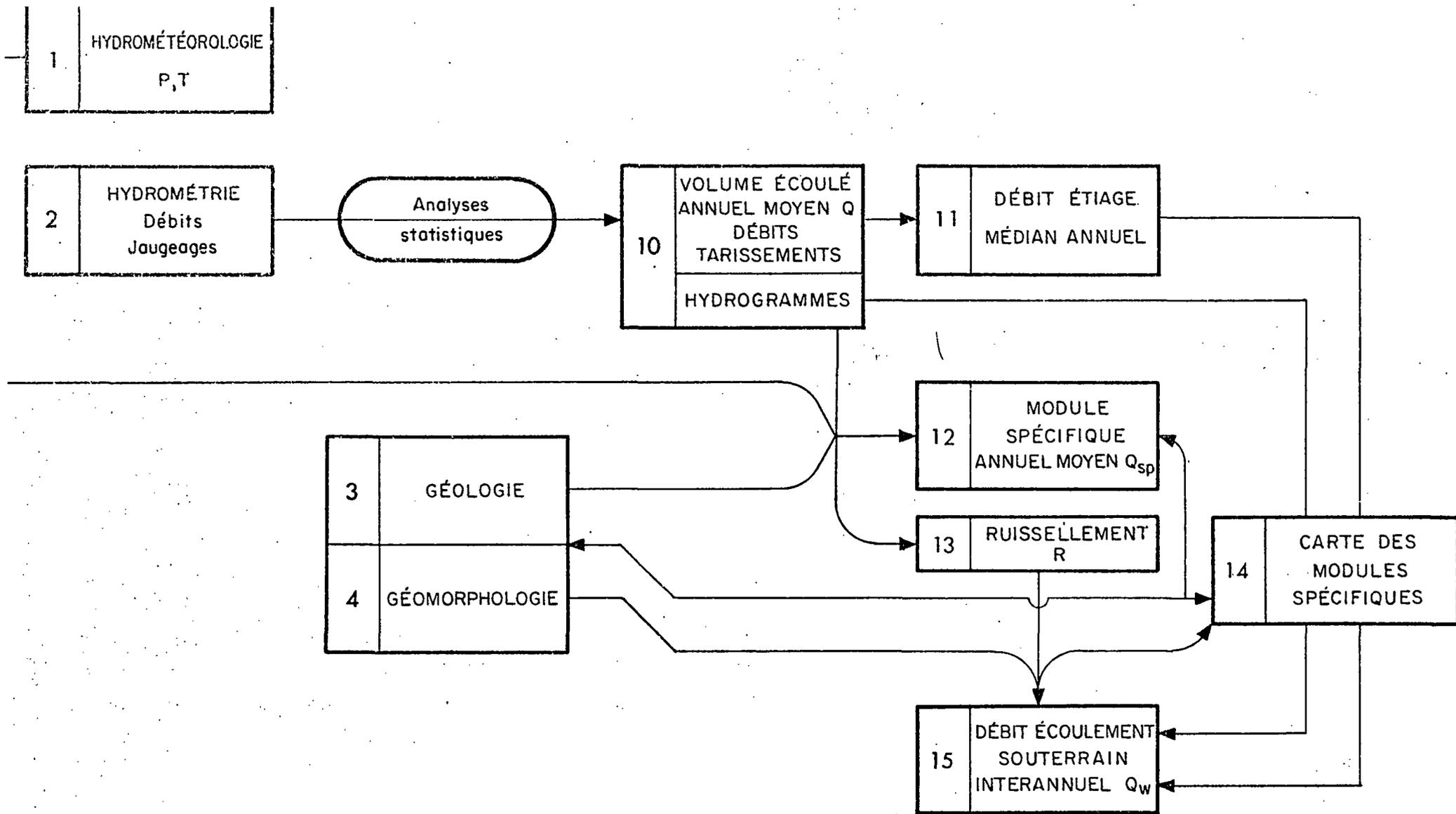


Fig. 17

CALCUL ET APPROXIMATION PAR EXTRAPOLATION DU MODULE D'ÉCOULEMENT
Méthode 2

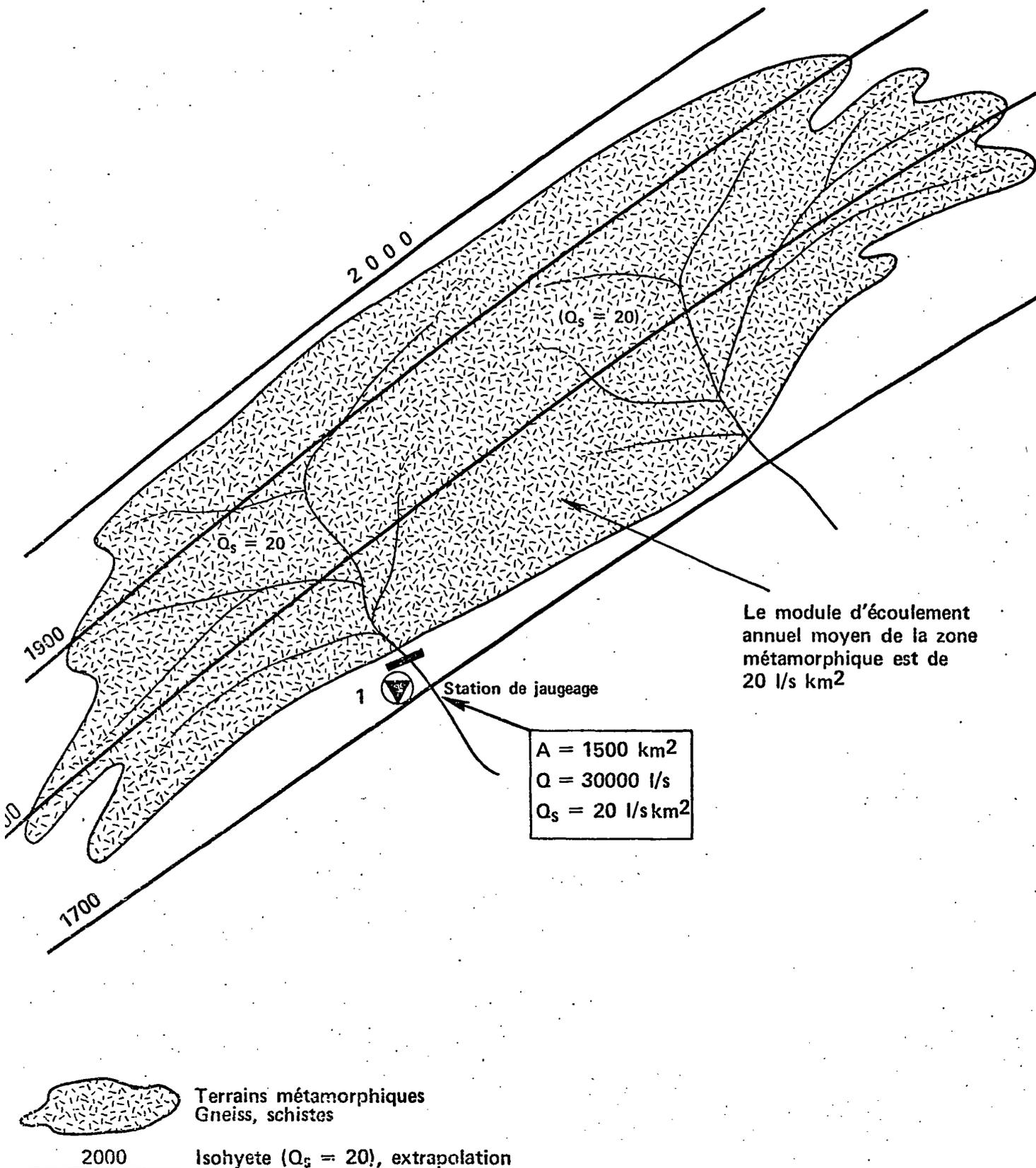


Fig. 18

EVALUATION DU MODULE D'ÉCOULEMENT ANNUEL MOYEN PAR EXTRAPOLATION

Calcul du coefficient d'écoulement Hmm/P

Il est égal au quotient de la lame d'eau écoulee annuelle moyenne, Hmm , par la hauteur de précipitation annuelle moyenne, P . En principe pour des bassins ayant les mêmes caractéristiques, le coefficient d'écoulement varie principalement en fonction de la hauteur de précipitation. Il permet donc des corrections en fonction des précipitations. Il est exprimé en %.

Carte provisoire des modules spécifiques d'écoulement

On dresse une carte des modules spécifiques d'écoulement portant les valeurs obtenues sur les bassins versants cartographiés. Ce document indiquera également l'emplacement des stations de jaugeage utilisées.

Evaluation, par extrapolation des modules spécifiques d'écoulement, basée sur la lithostratigraphie et la géomorphologie appliquée (Fig. 17 et 18).

La carte provisoire des modules spécifiques d'écoulement est confrontée avec une carte lithostratigraphique précise et une carte géomorphologique détaillée aux mêmes échelles. De la précision de ces documents dépendent celles des extrapolations ultérieures.

Le module spécifique d'écoulement, intégrant les facteurs conditionnels de l'écoulement nous pouvons, la précipitation et la température annuelles moyennes étant constantes, établir une relation entre sa valeur et les données lithostratigraphiques et géomorphologiques. Par exemple, pour un bassin versant de montagne sur des schistes métamorphiques avec une précipitation annuelle moyenne comprise entre 1700 et 2000 mm, le module spécifique d'écoulement calculé est de 20 l/s.km² (Fig. 18).

Par extrapolation, nous pouvons admettre, à l'échelle considérée, que le bassin adjacent, dépourvu de jaugeage, de caractéristiques identiques (lithostratigraphie, géomorphologie, précipitations, températures) a également un module spécifique de 20 l/s.km² (Fig. 10).

Dans cette extrapolation il est nécessaire de tenir compte par pondération des variations de précipitations, la pluie étant le facteur conditionnel de l'écoulement le plus important. On utilise la carte en isohyètes et le coefficient d'écoulement. Par exemple, dans le cas concret (Fig. 19) la hauteur de précipitation annuelle ^{moyenne} croît vers l'Est, c'est pourquoi les modules spécifiques augmentent de valeur.

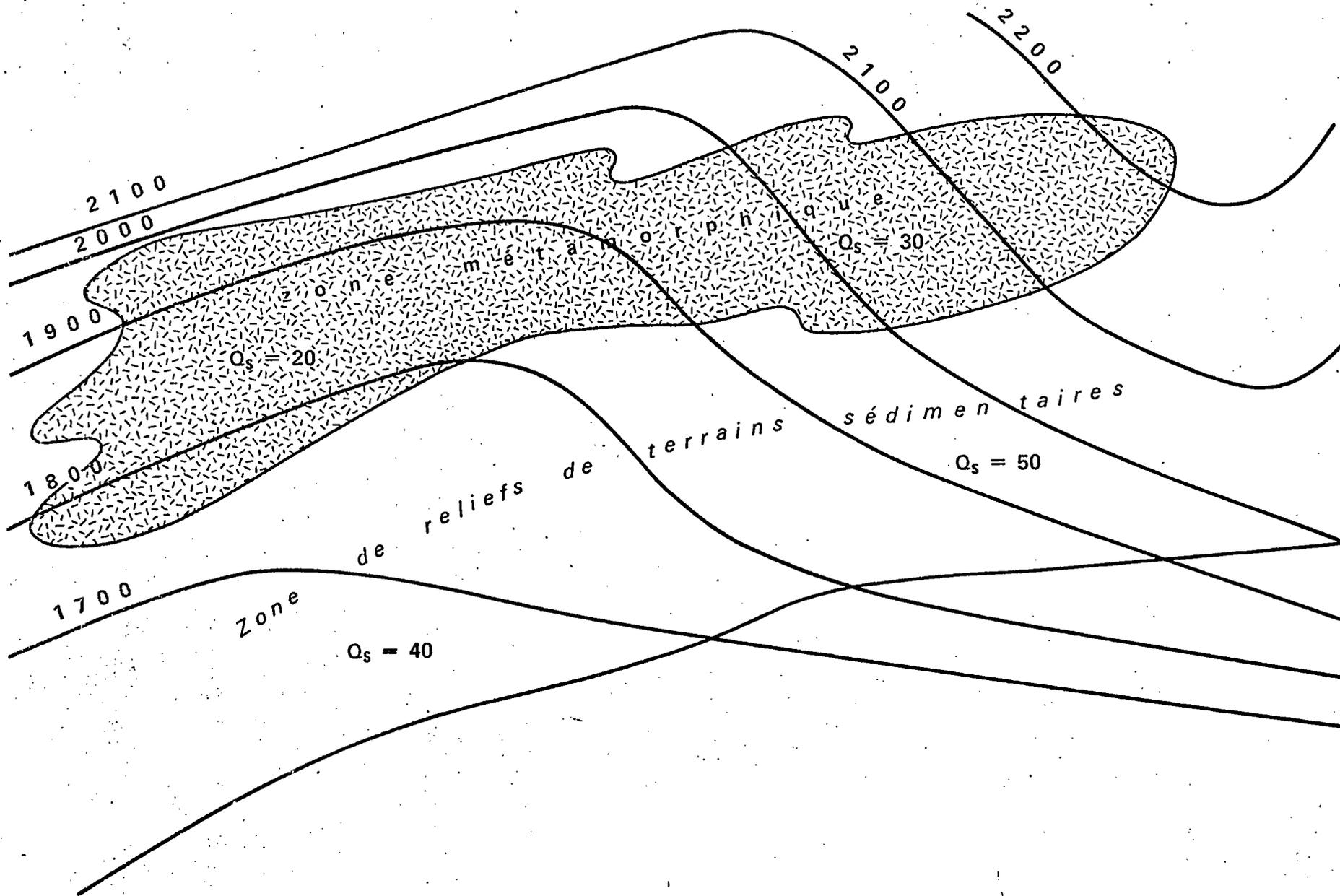
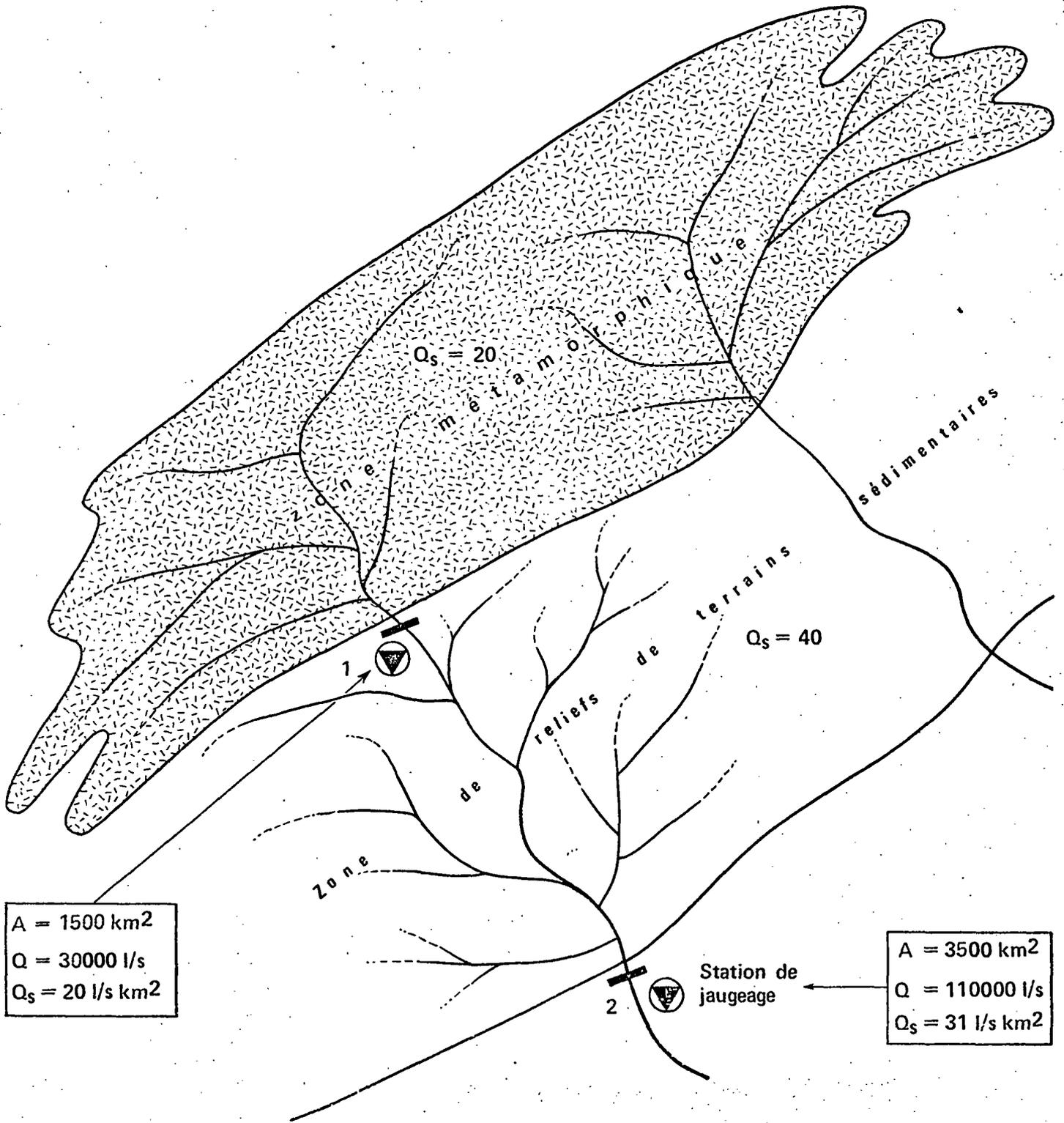


Fig. 19

VARIATION DU MODULE D'ÉCOULEMENT ANNUEL MOYEN
DANS DES MEMES UNITES PHYSIQUES, EN FONCTION DE LA PLUVIOMETRIE.



CARACTERISTIQUES DU BASSIN EN ZONE SEDIMENTAIRE

	Station 2	Station 1	Zone sédimentaire
A (km ²)	3500	1500	2000
Q (l/s)	110000	30000	80000
Q _s (l/s km ²)	31	20	40

Fig. 20 – EVALUATION DES CARACTERISTIQUES DE L'ECOULEMENT GLOBAL PAR DIFFERENCE DES DONNEES DE DEUX STATIONS

Le module spécifique de certaines zones peut être calculé par différence entre deux stations sur le même cours d'eau (Fig. 20). Dans le cas concret (Fig. 20), les différences des données des stations aval et amont donnent les caractéristiques de la zone de reliefs de terrains sédimentaires.

Evaluation empirique de l'évapotranspiration réelle annuelle moyenne par les formules empiriques (Fig. 21).

Nous savons, d'après l'étude du bilan que :

$$Q = P - (E \pm dW) \quad (17)$$

Sur une longue période (30 ans), nous pouvons, en première approximation, admettre que la réserve en eaux souterraines dW est constante, d'où :

$$Q = P - E \quad (18)$$

Ainsi, l'évapotranspiration réelle annuelle moyenne et la hauteur de précipitation annuelle moyenne étant connues, nous pouvons calculer le débit d'écoulement global moyen interannuel.

L'évaluation de l'évapotranspiration réelle annuelle moyenne est obtenue par des formules empiriques introduisant les données hydrométéorologiques (P , T , insolation, etc). Les plus usitées sont dues à TURC et à THORNTON-WAITE. L'expérience montrant que l'approximation obtenue varie de 50 à 100 %, il est nécessaire de contrôler les résultats obtenus par les données lithostratigraphiques et géomorphologiques.

Etablissement de la carte des modules spécifiques d'écoulement. Carte des ressources en eaux globales.

Avec les données obtenues par les trois modes de calcul, on dresse une carte de zonalité des modules spécifiques d'écoulement. Sa précision est en général satisfaisante (10 à 20 %), les résultats obtenus se contrôlant réciproquement. Par définition elle donne, par zone, une évaluation des ressources en eaux globales. Les données extrapolées sont distinguées entre parenthèses (Fig. 18).

L'élaboration de ce document s'appuie donc sur les données des stations de jaugeage, la lithostratigraphie, la géomorphologie, les précipitations et les températures annuelles moyennes.

Calcul du volume d'eau écoulé global annuel moyen.

Par planimétrage des zones dessinées sur la carte des modules spécifiques, nous pouvons calculer le volume d'eau écoulé global annuel moyen corres-

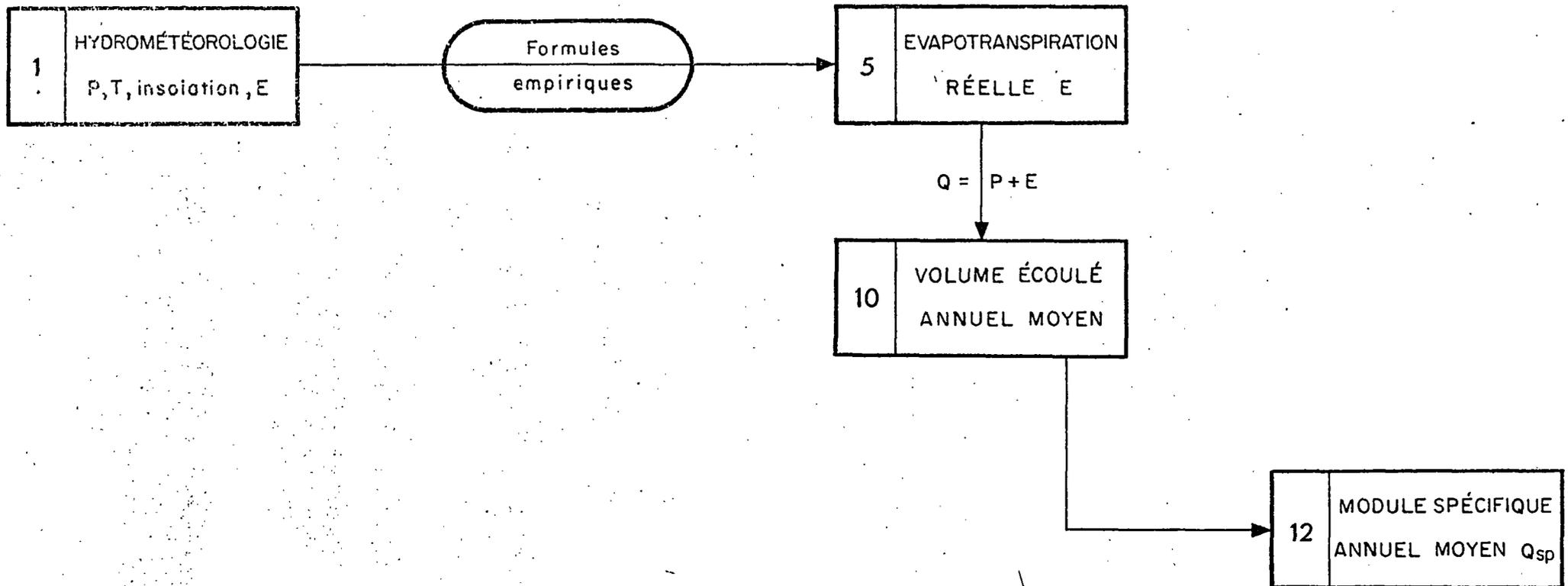
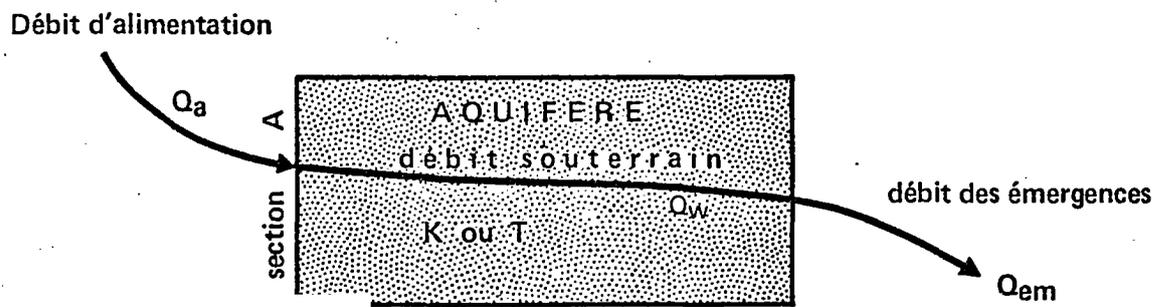


Fig. 21
 EVALUATION DU MODULE D'ÉCOULEMENT
 Méthode 3



$$Q_w = K A I = T L I$$

Fig. 22

CALCUL DU DEBIT DE L'ECOULEMENT SOUTERRAIN
PAR LA LOI DE DARCY

pondant. Nous pouvons alors procéder à une évaluation des ressources en eaux globales de chaque région et du pays tout entier.

Données nécessaires pour le calcul du volume d'eau écoulé annuel moyen.

Dans tous les pays, quel que soit leur stade de développement, les mesures hydrométriques étant en général insuffisantes, les données nécessaires pour le calcul du volume d'eau écoulé annuel moyen sont les suivantes :

- carte des isohyètes,
- carte des températures annuelles moyennes,
- carte de l'évapotranspiration réelle annuelle moyenne,
- délimitation des bassins et sous-bassins avec emplacement des stations de jaugeage,
- hydrométrie (annuaires hydrologiques),
- carte lithostratigraphique,
- carte géomorphologique,
- carte du déficit d'écoulement (éventuellement).

5.2. - Calcul des ressources en eaux souterraines globales, par le débit de l'écoulement souterrain global.

Il est admis que les ressources en eaux souterraines globales sont égales au débit de l'écoulement souterrain global moyen interannuel. Il est donc nécessaire, en premier lieu, de déterminer le débit d'écoulement souterrain global interannuel.

La méthode la plus précise de calcul est donnée par la loi de Darcy (Fig. 22 et 23) :

$$QW = K A I = T L I \quad (6)$$

Mais elle nécessite des études hydrogéologiques détaillées permettant de déterminer sur le terrain, la perméabilité K (ou la transmissivité $T = KH$), la section utile d'écoulement A et le gradient hydraulique I. Elle ne peut donc être appliquée que pour des zones limitées, lesquelles serviront d'ailleurs d'étalonnage.

Une méthode rapide et d'application plus générale, donnant des résultats satisfaisants (précision de 10 à 20 %) est basée sur le principe que le débit de l'écoulement souterrain global est égal au débit apporté aux cours d'eau par les aquifères du bassin versant hydrographique considéré, donc à une fraction de l'écoulement global.

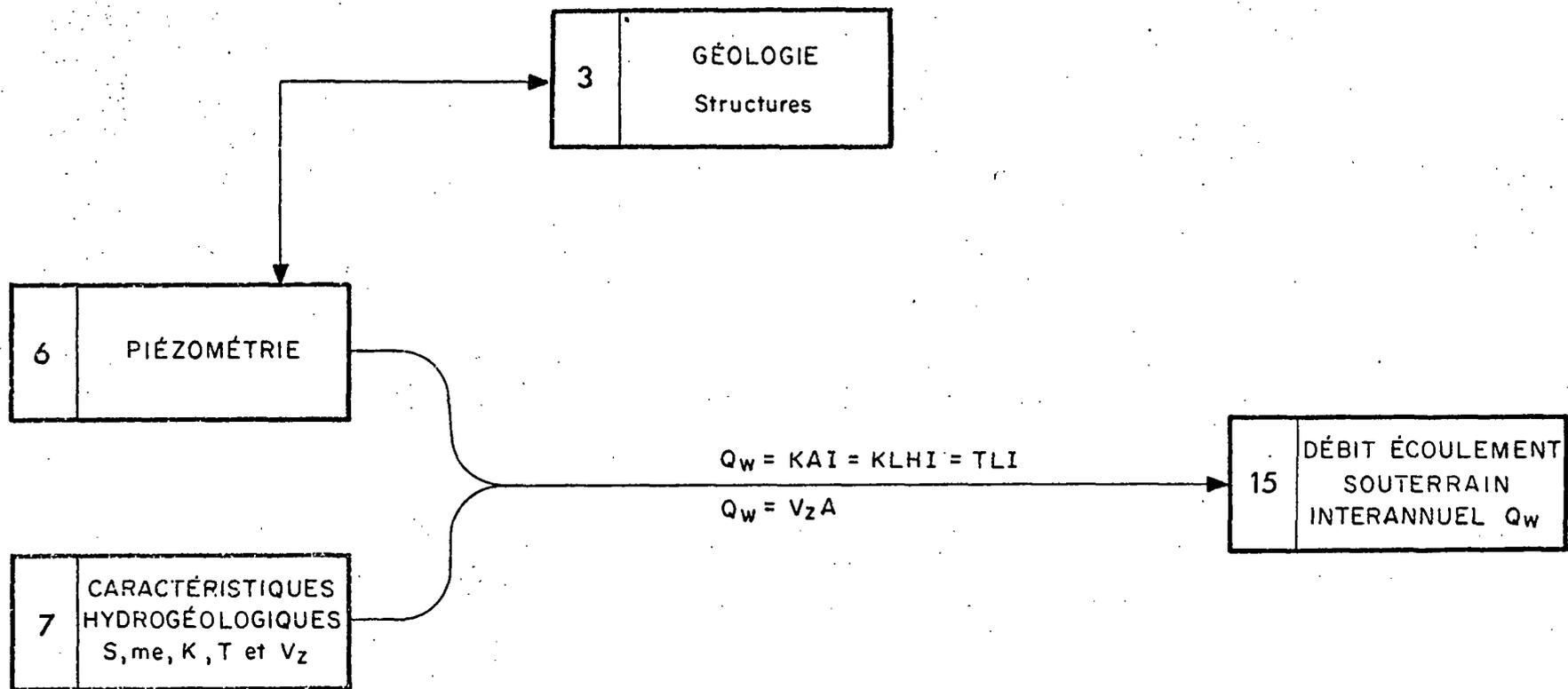


Fig. 23
CALCUL DU DÉBIT DE L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN

Estimation du débit de l'écoulement souterrain global par fractionnement du débit d'écoulement global.

Cette méthode nécessite en premier lieu la décomposition du débit d'écoulement global, Q , en ces deux fractions :

- le ruissellement R ,
- le débit de l'écoulement souterrain QW .

Nous avons montré le rôle important des caractéristiques du sol et des réservoirs aquifères, c'est pourquoi quelle que soit la technique utilisée, leur étude détaillée est à la base de toutes les évaluations.

La méthode la plus précise consisterait à appliquer les techniques de décomposition de l'hydrogramme. Mais elles entraînent des calculs longs et affectés malgré tout d'une certaine marge d'erreurs.

Des méthodes simples et rapides de calcul, donnant une approximation de 10 à 20 %, ont été mises au point et vérifiées sur des cas concrets.

Ce sont :

- évaluation par le débit d'étiage médian annuel des cours d'eau,
- estimation directe du ruissellement,
- évaluation par fractionnement qualitatif du module spécifique d'écoulement basé sur les caractéristiques géologiques et géomorphologiques,
- évaluation par les courbes de tarissement.

Ces méthodes nécessitent en particulier les données suivantes :

- lithostratigraphie des réservoirs aquifères,
- géomorphologie des bassins hydrographiques,
- facteurs de régularisation du débit des cours d'eau autres que les aquifères : neige et glace en particulier.

Le débit de l'écoulement souterrain est alors inférieur aux résultats obtenus;

- apports d'écoulement rapide, comme les crues des sources. Le débit de l'écoulement est alors supérieur aux résultats obtenus.

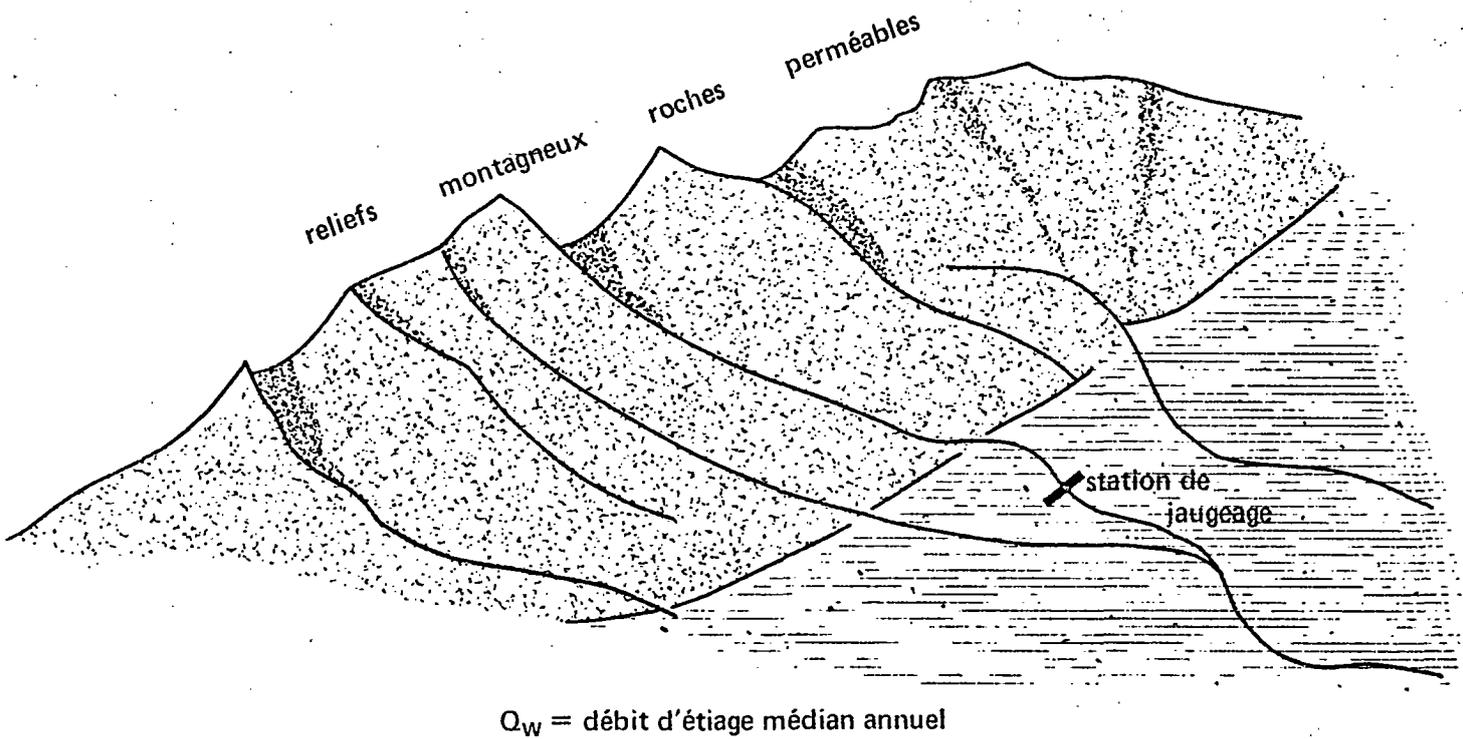


Fig. 24

EVALUATION DU DEBIT D'ECOULEMENT SOUTERRAIN
EN ZONE MONTAGNEUSE CONSTITUEE DE TERRAINS PERMEABLES

Evaluation du débit de l'écoulement souterrain global par le débit d'étiage médian annuel.

On admet que le débit de l'écoulement souterrain global annuel moyen est égal au débit d'étiage médian annuel des cours d'eau du bassin ou de la région considérés.

Nous obtenons ainsi des résultats sous-estimés, mais satisfaisants. Cette méthode est appliquée aux régions où les réservoirs aquifères sont fragmentés, disséqués. Nous citerons comme types principaux :

- les régions montagneuses à structures complexes à réservoirs, constitués de roches carbonatées, de grès, de conglomérats, etc. (fig. 24).

En haute montagne, il faut tenir compte de la régularisation provoquée par les neiges et glaces dont l'eau de fonte renforce les débits d'étiage en période estivale de faible pluviométrie. Dans ce cas, le débit de l'écoulement souterrain est inférieur aux chiffres obtenus;

- les régions de collines et de plateaux disséqués avec ravinement développé, à réseau hydrographique peu dense et cours d'eau pérenne;

- les structures hydrogéologiques très disséquées avec nappes perchées, buttes témoins, etc.

Estimation directe du ruissellement.

Le ruissellement peut être estimé dans certains cas par :

- des reconnaissances et des observations sur le terrain, surtout en période de chute de pluie. Elles permettent d'évaluer l'ordre de grandeur du ruissellement et un seuil de ruissellement. Cette méthode a été utilisée dans les massifs calcaires karstifiés de Tunisie;

- les caractéristiques hydrogéologiques du sol : perméabilité verticale en particulier. Ex. : lapiez sur plateaux calcaires karstiques, alluvions dénudées, zones inondées avec ruissellement voisin de zéro, sols argileux avec ruissellement voisin de 95 %;

- les caractéristiques géomorphologiques du bassin versant : pentes, relief, chevelu hydrographique dense;

- densité de la végétation.

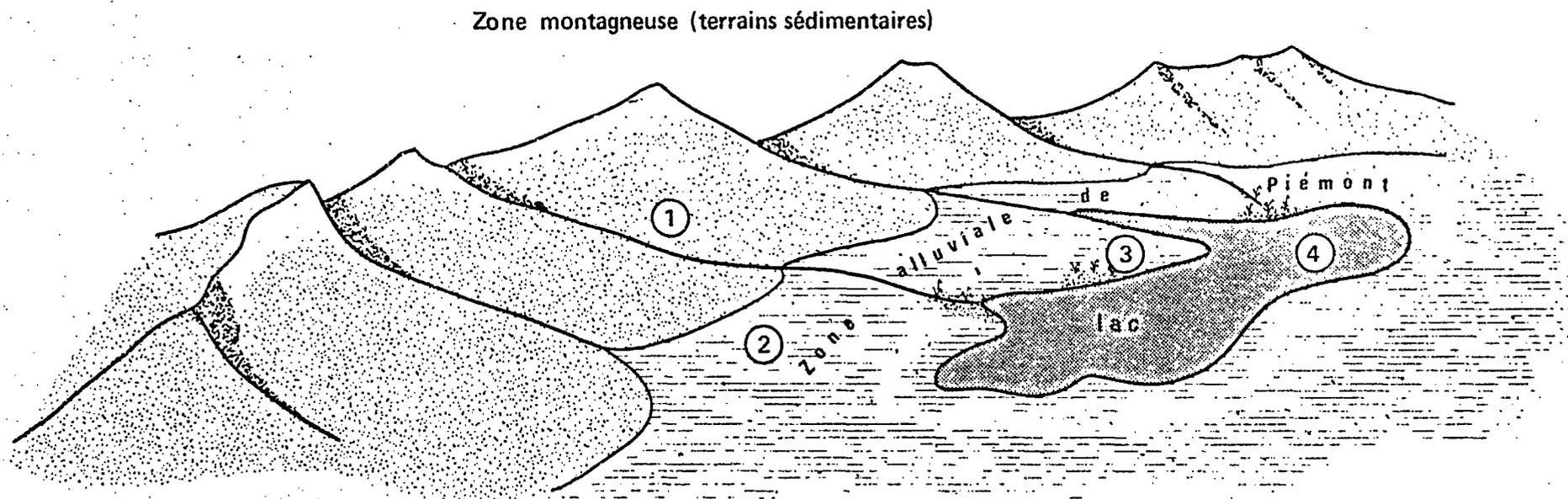


Fig. 25

EVALUATION DU DEBIT D'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN
A PARTIR DU DEBIT D'ÉCOULEMENT GLOBAL

- ① Zone montagneuse. Q_w = débit d'étiage médian annuel
- ② Alluvions. Q_w = 90 % du débit d'écoulement global annuel moyen
- ③ et ④ Zone inondable, surface d'eau libre : pas de ressources en eaux souterraines

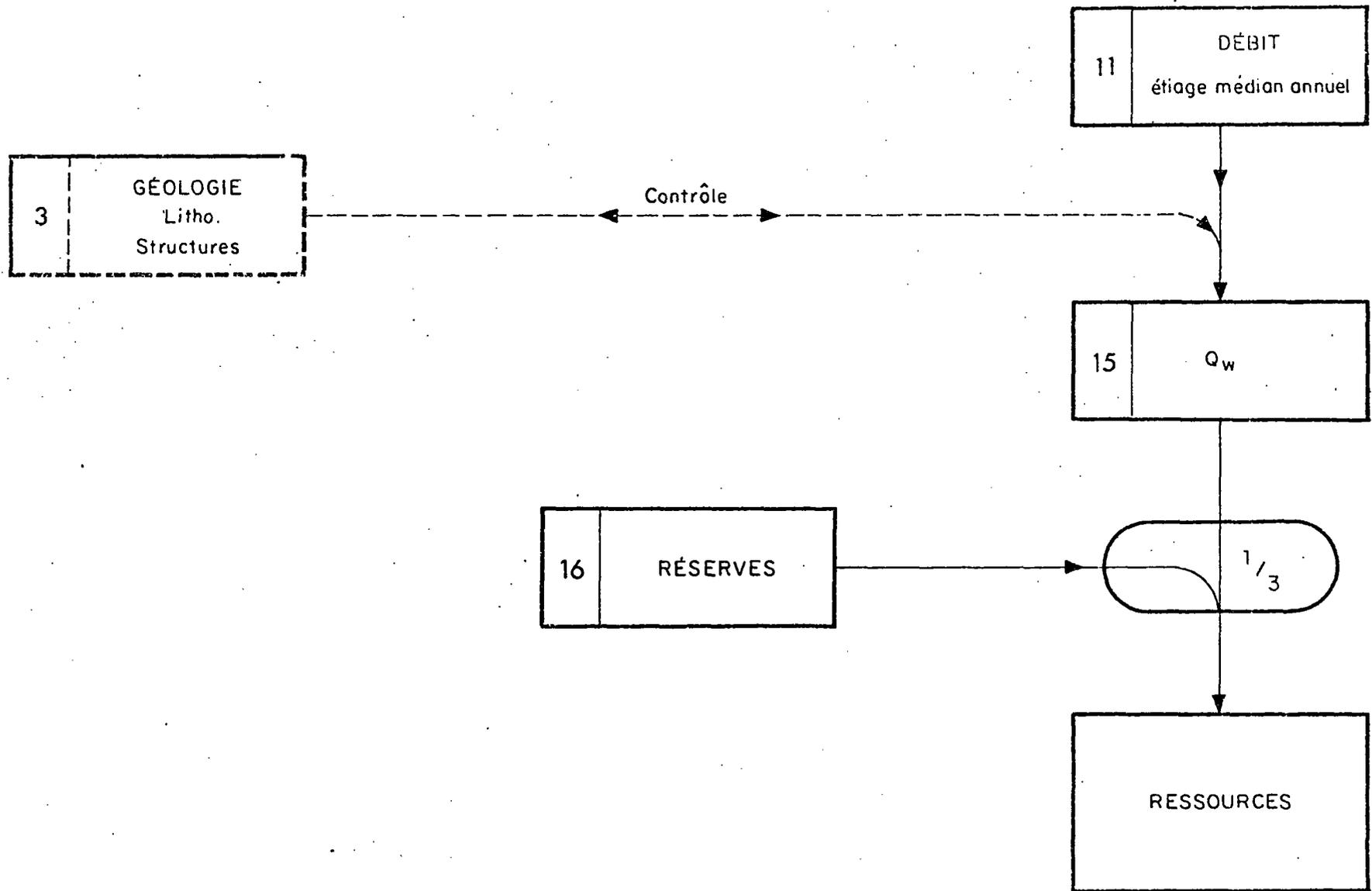


Fig. 26
 CALCUL DU DÉBIT DE L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN
 Méthode 2

Evaluation du débit de l'écoulement souterrain global par fractionnement du module spécifique d'écoulement; basé sur les caractéristiques géologiques et géomorphologiques.

Cette évaluation repose sur les opérations successives suivantes (fig. 25 et 27) :

- confrontation de la carte des modules spécifiques d'écoulement avec les cartes lithostratigraphiques et géomorphologiques,
- estimation du débit de l'écoulement souterrain par les structures hydrogéologiques.

Confrontation de la carte des modules spécifiques d'écoulement avec les cartes lithostratigraphiques et géomorphologiques.

Cette confrontation (les mêmes cartes ayant déjà été utilisées pour le calcul des modules spécifiques d'écoulement) permet de délimiter des zones identifiées conjointement par le module spécifique d'écoulement et les caractéristiques hydrogéologiques des terrains et des réservoirs aquifères (Fig. 28).

Estimation du débit de l'écoulement souterrain global par les structures hydrogéologiques.

En premier lieu, nous pouvons distinguer deux grands types de régions :

- régions à réservoirs aquifères importants,
- régions sans réservoir aquifère.

Régions à réservoirs aquifères.

Les régions à réservoirs aquifères sont représentées par les zones de terrains sédimentaires perméables, surtout les grands bassins hydrogéologiques et les plaines et cuvette alluviales. Le débit de l'écoulement souterrain global est obtenu par deux méthodes de calcul selon la fragmentation des roches réservoir :

- débit d'étiage médian annuel pour les régions à roches réservoir fragmentés (voir chapitre précédent p. 25)
- fraction fixe conventionnelle du débit d'écoulement global pour les zones à grands réservoirs aquifères.

Tableau 8. - Estimation du débit de l'écoulement souterrain par une fraction fixe conventionnelle du débit d'écoulement global. - 26 bis -

lithologie	géomorphologie	réseau hydrographique drainage	R	$Q_w =$ % de Q	Exemples
roches carbonatées karst évolué	plateaux à géomorphologie karstique évoluée	faible densité, dégradation avec pertes, résurgences	0	100	Causses Jura
	reliefs, domaine montagneux massifs calcaires karstiques	idem	0	90	Provence Dalmatie Grèce Turquie Afrique du Nord
roches carbonatées karst peu évolué (1)	plateaux et plaines faibles reliefs	dense peu dégradé	10 à 20	80 à 90	
	reliefs importants domaine montagneux	idem	20	70 à 80	
craye (1)	plateaux et faibles reliefs	relativement dense légère dégradation	notable	80 à 90	Bassin de Paris
roches volcaniques poreuses ou fissurées	massifs volcaniques coulées de basaltes plateaux basaltiques		négligeable	80 à 90	Massif Central
alluvions (1)	grandes plaines alluviales, cuvettes d'alluvions	faible densité à part cours d'eau principal. Disparition rapide des eaux de surface dans les cuvettes	0	100	Alsace Cuvettes de Tunisie
	petites plaines alluviales (surface piézométrique assez profonde) terrasses alluviales		faible	80 à 90	
sables purs et grès (1)	bassins sédimentaires	peu dense à cours d'eau pérennes	faible	80 à 90	Landes
alternances de roches aquifères et de roches aquicludes	plaines et plateaux bordures de grands bassins sédimentaires	relativement dense à cours d'eau pérennes	50	50	calcaires et marnes; sables, grès et argiles
Bons aquifères avec une couverture semi-perméable	plaines, plateaux, plaines alluviales, coulées basaltiques, bassins sédiment.	idem	50	50	craye sous argile à silex; calcaire sous argile à chailles; alluvions sous limons
formations volcaniques peu poreuses				50	
sables et argiles	plaines et plateaux bassins sédiment.	dense et permanent	important	20 à 50	

(1) A diminuer si l'aquifère est recouverte de formations superficielles imperméables ou semi-perméables.

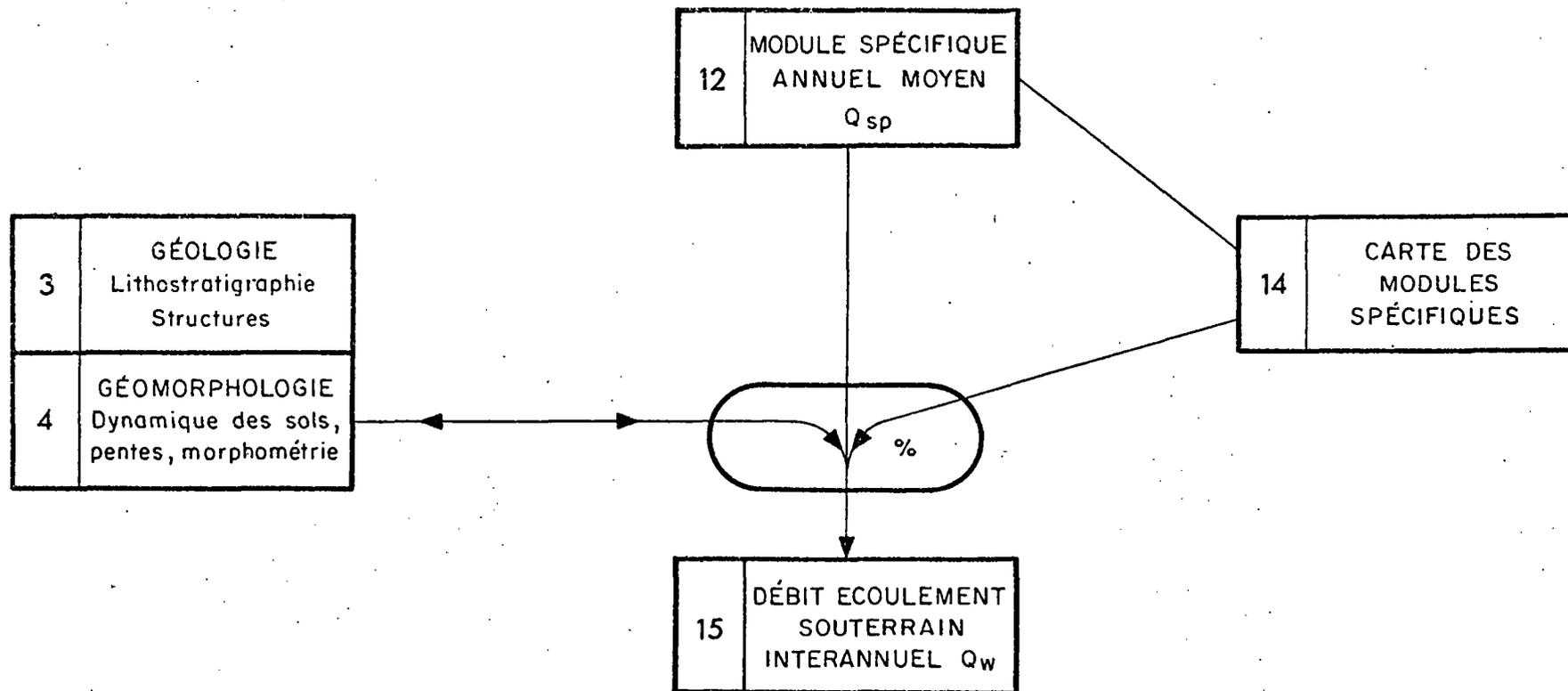


Fig. 27

EVALUATION DU DÉBIT DE L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN
Approximation tenant compte de la lithostratigraphie.
Régions de plaines, plateaux, grandes vallées, cuvettes.

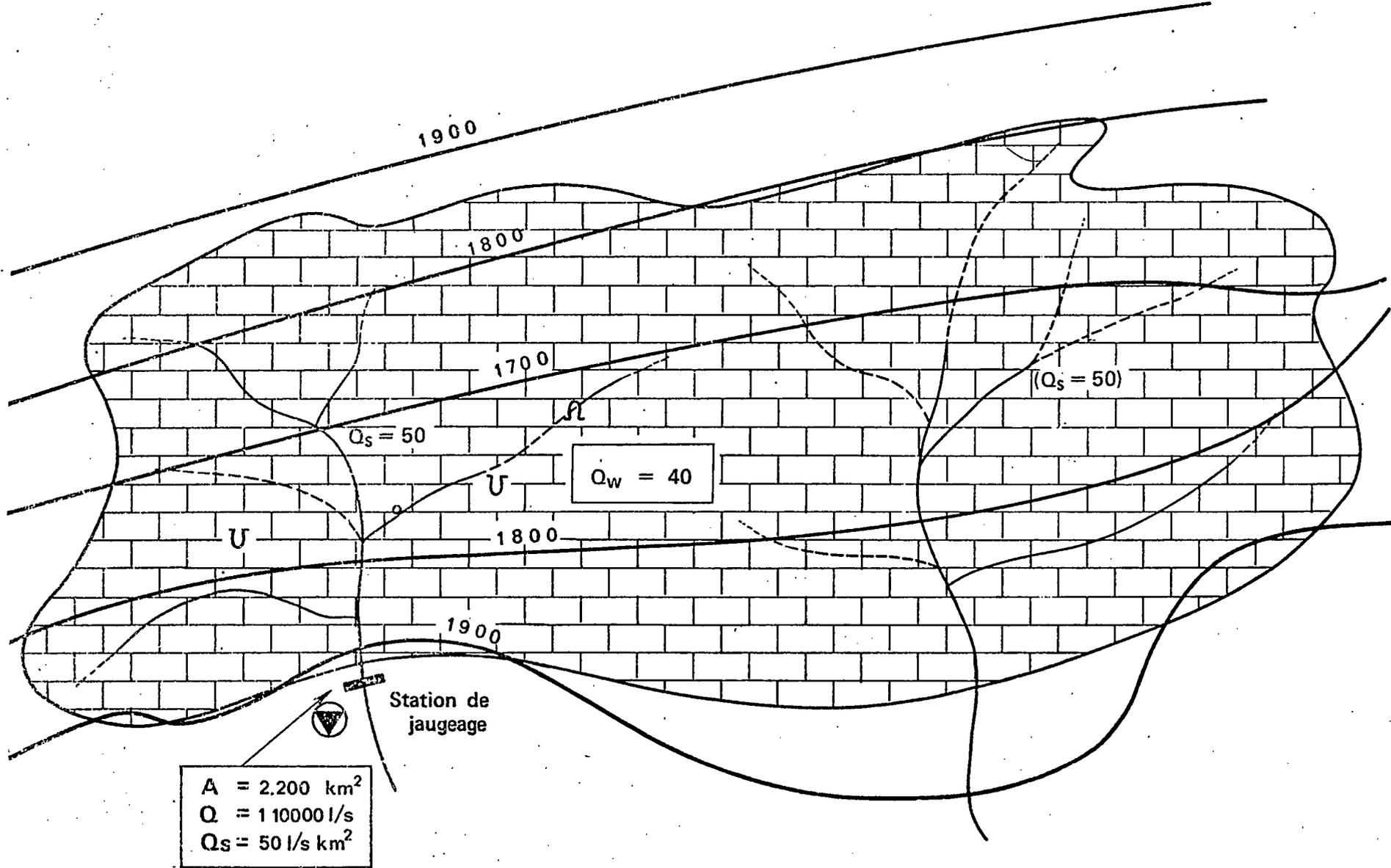


Fig. 28

EVALUATION DU DEBIT D'ECOULEMENT SOUTERRAIN EN REGION DE CALCAIRES KARSTIQUES

Zone de calcaires karstiques
 $Q_s = 50 \text{ l/s km}^2$
 $Q_w = \frac{50 \times 80}{100} = 40 \text{ l/s km}^2$

L'estimation du débit de l'écoulement souterrain global par une fraction fixe conventionnelle du débit de l'écoulement global est appliquée aux grandes structures hydrogéologiques ; plateaux étendus, plaines et cuvettes alluviales, bassins sédimentaires, régions de socle cristallin avec formations superficielles puissantes et perméables (arènes granitiques). Les principes essentiels de ce fractionnement sont donnés dans le tableau 8.

Régions sans réservoirs aquifères.

Dans les régions dépourvues de réservoirs aquifères, le débit de l'écoulement souterrain est nul ou négligeable. Le ruissellement est important et marqué par un chevelu hydrographique dense et développé à cours d'eaux souvent temporaires. Nous pouvons distinguer deux catégories :

- régions de socle et de montagne constituées de roches cristallines, métamorphiques, schistes, flysch, etc.
- zones argileuses des bassins sédimentaires.

Nous pouvons mentionner également quelques domaines particuliers, dépourvus de réserve en eaux souterraines exploitable :

- plan d'eau de surface libre : lacs, étangs.
- zone constamment humide à surface piézométrique très proche du niveau du sol.
- zone fortement urbanisée.

Estimation de la capacité d'emmagasinement des aquifères par les courbes de tarissement.

Cette estimation donne des résultats inférieurs à ceux des méthodes plus précises.

5.3 - Calcul des ressources entretenues

Le calcul des ressources entretenues repose sur les données concernant la fraction exploitable du débit de l'écoulement souterrain global et le volume utilisable des réserves.

Données concernant la fraction exploitable du débit de l'écoulement souterrain.

Le programme d'exploitation des ressources fixe la fraction de l'écoulement souterrain global qu'il a été décidé de prélever dans les aquifères, de préférence à l'utilisation des eaux de surface, en fonction de facteurs techniques et économiques. Quoiqu'il en soit, cette fraction ne peut être supérieure au tiers du débit de l'écoulement souterrain global calculé par les méthodes exposées au chapitre précédent.

Données concernant la détermination du volume utilisable des réserves.

Le volume utilisable des réserves est d'après Mme BOUILLIN et J. MARGAT, égal au tiers de la puissance totale de l'aquifère (niveau piézométrique maximal et substratum pour les nappes libres) avec un maximum de 10 m (tableau 9).

Tableau 9 : Réserve utilisable en fonction de la puissance de l'aquifère - D'après Mme BOUILLIN et J. MARGAT.

Puissance de l'aquifère (m)	Réserve Utilisable (m)
H > 30	10
30 > H > 10	6
H < 10	3
H < 2	0

Le calcul du volume d'eau libérable est effectué par le coefficient d'emmagasinement ou la porosité efficace pour les nappes libres. Nous pouvons, en première approximation, utiliser des valeurs moyennes (tableaux 10 et 11).

Tableau 10 : Valeurs moyennes du coefficient d'emmagasinement pour les nappes libres - D'après Mme BOUILLIN et J. MARGAT

Types de roches réservoirs	Coefficient d'emmagasinement
Alluvions grossières	0,1 à 0,2
Sables purs	0,1 à 0,2
Grès, conglomérats	0,05
Craie	0,03
Calcaire très fissurés	0,03 à 0,1
Formations sablo-argileuses, molasses	0,05 à 0,1
Marno-calcaires	0,02

Tableau 12.-Données de base nécessaires à l'établissement des programmes d'exploitation rationnelle des eaux.

Données de base	Interprétation des données	
	graphiques	cartographie
<u>Hydrométéorologie</u> : Précipitations, températures, évaporation, insolation	moyennes moyennes pluriannuelles évapotranspiration réelle	isohyètes lame d'eau tombée températures évapotranspiration réelle
<u>Hydrométrie</u> : délimitation des bassins et sous-bassins données des stations de jaugeage bassins représentatifs	courbes classées hydrogramme courbe de tarissement moyennes annuelles et pluriannuelles module spécifique d'écoulement coefficient d'écoulement	limites des bassins et sous-bassins avec emplacement des stations de jaugeage module spécifique d'écoulement lame d'eau écoulée ruissellement déficit d'écoulement
<u>Géologie</u> : lithologie structures		lithostratigraphique
<u>Géomorphologie appliquée</u> : morphométrie des bassins pentes, dynamique des sols	profil en long des cours d'eau	géomorphologique dynamique des sols pentes
<u>Hydrogéologie</u> : surface piézométrique et ses fluctuations structures hydrogéologiques modèles de système aquifères caractéristiques hydrogéologiques : perméabilité, transmissivité, coefficient d'emmagasinement, diffusivité	logs hydrogéologiques coupes "	hydrogéologiques débit de l'écoulement souterrain global ressources en eaux souterraines.
Exploitation actuelle des eaux		
Besoins actuels et futurs		

Tableau 11 : Ordre de grandeur de la réserve utilisable, en milliers de m³.km².
D'après Mme BOUILLIN et J. MARGAT.

Coefficient d'emmagasinement	Puissance H utilisable de l'aquifère libre (m)		
	10	6	3
≥ 0,2	> 2 000	> 1 200	> 600
0,1 à 0,2	1 000 à 2 000	600 à 1 200	300 à 600
0,05 à 0,1	500 à 1 000	300 à 600	150 à 300
0,02 à 0,05	200 à 500	120 à 300	60 à 150
0,01 à 0,02	100 à 200	60 à 120	30 à 60
< 0,01	< 100	< 60	< 30

5.4 - Données de base nécessaires à l'établissement des programmes d'exploitation.

Nous récapitulerons dans le tableau 12 les données de base nécessaires à l'estimation des ressources en eaux, plus particulièrement en eaux souterraines, ainsi qu'à l'établissement des programmes de leur exploitation rationnelle.

6 - CONCLUSIONS

L'évaluation rapide des ressources en eaux d'une grande région ou d'une unité hydrogéologique, peut être effectuée avec une précision satisfaisante par des méthodes simples. Nous avons montré l'importance des données hydrométriques et des caractéristiques géologiques et géomorphologiques. Les calculs s'appuient sur une cartographie spécialisée : carte des modules spécifiques d'écoulement, carte lithostratigraphique, carte géomorphologique et carte des ressources en eaux souterraines.