

## PRIX HENRI MILON

*Poursuivant la publication, inaugurée avec notre N° II-1956, des monographies primées à notre concours annuel, nous publions ci-après des résumés des monographies du Verdon et de l'Eyrieux, qui ont mérité le Prix Henri Milon respectivement en 1957 et 1958.*

### MONOGRAPHIE HYDROLOGIQUE DU VERDON

#### Résumé de l'étude présentée à la Société Hydrotechnique de France

par JEAN CARZON,

INGÉNIEUR A ÉLECTRICITÉ DE FRANCE.  
RÉGION D'ÉQUIPEMENT HYDRAULIQUE ALPES III.

(PRIX HENRI MILON 1957)

Le Verdon, rivière des préalpes de Digne, est le principal affluent de la Durance.

L'intérêt de son étude hydrologique tient surtout à deux particularités. Tout d'abord, aux écoulements souterrains : dans le quart des terrains se développent les phénomènes karstiques. Ensuite, aux trois zones climatiques très différenciées que, par suite de sa forme très allongée, le bassin recouvre successivement. Initialement rivière de montagne, le Verdon, est ensuite soumis, notamment par son principal affluent, l'Artuby, à une influence méditerranéenne marquée, avant de terminer son cours en Provence, dont le Colostre, second affluent en importance, est la rivière type.

Le régime résultant de ces changements conjugués de

nature du sol et de climat est donc très nuancé. Heureusement, un réseau relativement important, et d'ailleurs judicieusement disposé, de stations de jaugeages permet de ne pas se limiter à des appréciations qualitatives, mais de « chiffrer » effectivement les modifications successives.

Mais cette recherche d'une synthèse de nombreuses données, forcément éparses, nécessite de les rendre d'abord cohérentes et homogènes. Élément essentiel, on a disposé pour cela sur le Verdon d'une suite de chiffres d'une grande valeur, à savoir les débits mesurés depuis 1872 à Quinson, où aboutissent les écoulements des trois quarts du bassin. Cette longue série a également permis d'entreprendre une étude statistique des divers débits.

## I. — LES FACTEURS DU RÉGIME

### A) CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES

#### A<sub>1</sub>) Relief. — Tracé du réseau.

La superficie totale du bassin du Verdon est de 2.218 km<sup>2</sup> (soit 15 % de celui de la Durance).

##### a) LE HAUT VERDON (570 km<sup>2</sup>) :

Avec deux affluents d'importance comparable, Bouchier et Chadoulin, le Verdon draine le cirque de hautes chaînes dominant Allos, et dont les sommets les plus élevés atteignent 2.926 m au massif des Trois-Evêchés, 3.022 m au Cemet, 3.052 m au mont Pelat qui domine le lac d'Allos. Celui-ci, situé à 2.230 m, est un des plus grands lacs français de haute montagne (superficie 55 ha, capacité 14 millions de m<sup>3</sup>) et a un exutoire très particulier : ses eaux se déversent dans un « entonnoir », et, après un parcours souterrain de plus de 600 m, donnent naissance à la source du Chadoulin.

A partir d'Allos, le Verdon descend suivant une direction sensiblement nord-sud, jusqu'à Saint-André-les-Alpes, où il reçoit l'Issole sur sa rive droite.

Tout ce haut bassin, y compris l'Issole, constitue la partie typiquement « montagne » du Verdon.

##### b) LE MOYEN VERDON (860 km<sup>2</sup>) :

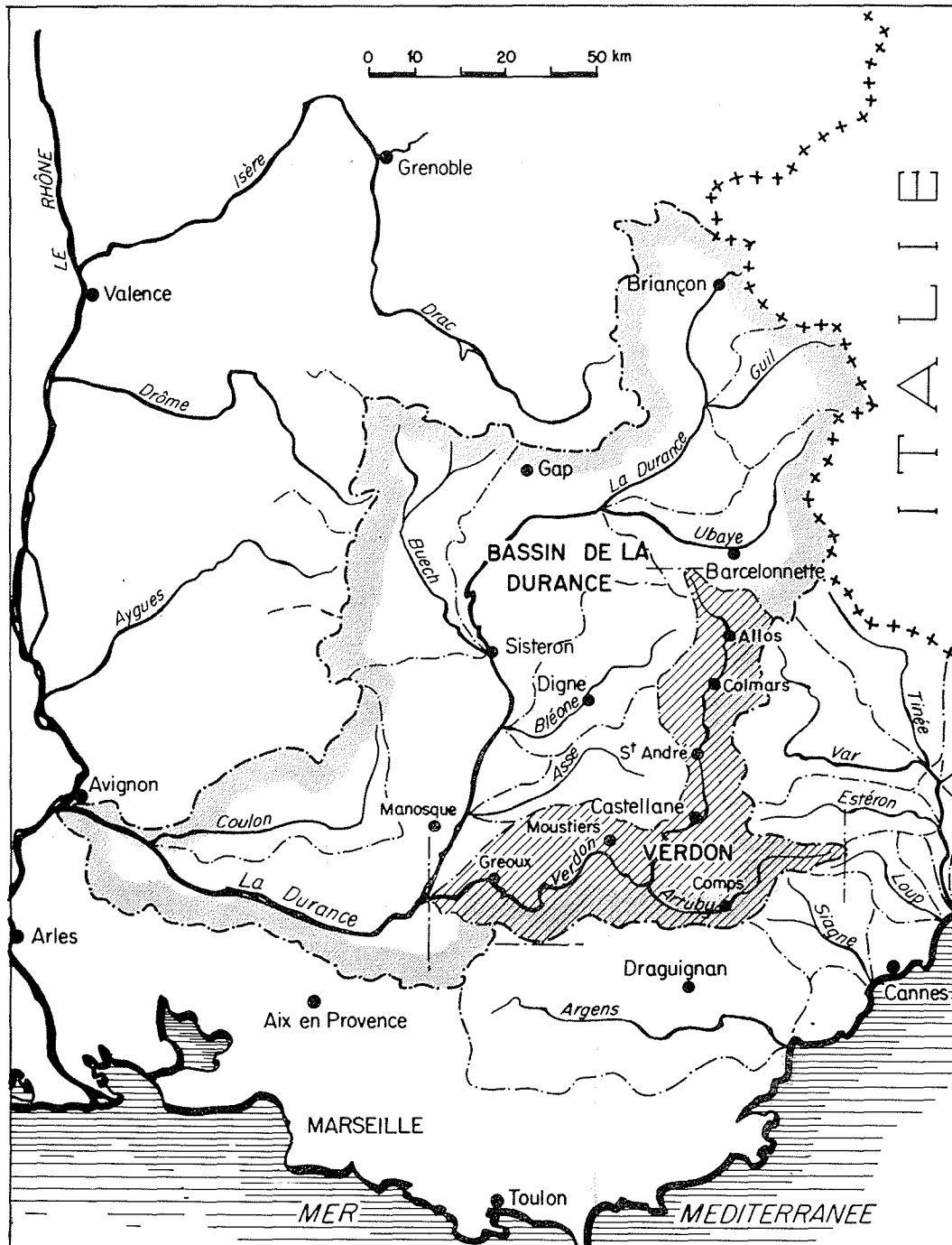
De Saint-André à Castellane, le Verdon a encore une direction nord-sud. Il traverse maintenant les retenues des deux grands barrages de Castillon et de Chaudanne.

La zone de Castellane, de tectonique complexe, correspond à la rencontre des systèmes de plissements de la première phase alpine, dont la direction générale nord-sud est celle de la haute vallée, et de la phase antérieure provençale, d'orientation est-ouest, que va prendre maintenant progressivement le Verdon. La deuxième phase alpine n'a pas modifié le tracé général du réseau hydrographique, mais celle-ci a dû entailler profondément les obstacles qu'elle a fait surgir.

Après avoir reçu le Jabron, sur sa rive gauche, le Verdon a ainsi creusé ses célèbres canyons, longs de 25 km, qui ont été explorés pour la première fois par l'expédition Martel de 1905.

Dans leur parcours, le Verdon reçoit l'Artuby, son plus gros affluent, qui débouche lui aussi d'un canyon impressionnant. Il est bordé ensuite, sur sa rive gauche, par les « Plans de Canjuers », bassins fermés, d'une superficie de 70 km<sup>2</sup>, en terrains jurassiques supérieurs karstifiés. Les eaux y sont évacuées par des avens vers des réseaux souterrains, et contribuent, avec des pertes importantes de l'Artuby, et aussi du Jabron, à l'alimentation de la grosse résurgence de Fontaine-l'Évêque.

Alors que le Verdon n'est passé, à Castellane, qu'à 50 km de la mer, et que l'Artuby s'est approché de celle-ci à moins de 35 km, leurs eaux n'y aboutiront finalement qu'après 260 km de parcours dans le bas Verdon, la Durance et le Rhône. Mais cette proximité a une importance capitale sur le régime.



Notons, d'autre part, que les sommets les plus élevés du moyen Verdon ne dépassent pas 2.000 mètres.

c) LE BAS VERDON (788 km<sup>2</sup>) :

Du grand canyon, le Verdon débouche dans la large plaine des Salles, future retenue du barrage de Sainte-Croix. Il traverse ensuite successivement les gorges de Baudinard, la plaine puis les gorges de Quinson, et termine son cours dans la plaine de Gréoux-Vinon où il rejoint la Durance.

A Gréoux, conflue le Colostre qui draine le grand plateau alluvionnaire de Valensole-Riez, dominé der-

rière Moustiers-Sainte-Marie par la chaîne du Serre de Montdenier. C'est au pied de celle-ci que les géographes font débiter la Provence, et le régime du Colostre le confirme par ses contrastes : sur ce bassin, normalement très pauvre, cet écran est capable de provoquer des crues subites et violentes.

A<sub>2</sub>) Profil en long.

Dans le haut bassin, en raison des roches marneuses médiocrement résistantes rencontrées, et du retard à l'érosion provoqué en aval par le creusement du canyon, le Verdon a presque atteint son profil d'équilibre. Mais

celui-ci est élevé par rapport aux thalwegs des bassins adjacents. Aussi, l'Asse à l'Ouest, la Vaire à l'Est, gagnent progressivement par érosion sur le bassin du Verdon, devenu très étroit (10 km) dans cette zone.

Sur nombre d'affluents supérieurs, on trouve d'autre part les marques morphologiques de l'ancienne occupation par les glaciers : ombilics glaciaires (lac de la petite Cayolle, d'Allos, plan du Laus), et vallées suspendues (cascades du Chadoulin, de la Lance...).

Dans le moyen Verdon, le profil en long dans la traversée du grand canyon n'est connu que par quelques points levés à l'altimètre par Martel. Le parcours des gorges met bien en évidence le mécanisme du creusement, selon le système karstique, c'est-à-dire par une série de pertes et écoulements souterrains que des effondrements amènent progressivement à ciel ouvert (exemple à l'« Imbut » souterrain de 120 m de long).

Enfin, dans le bas Verdon, en raison des forts débits transités, les pentes sont partout modérées, sans variation entre zones successives pourtant géologiquement dissemblables.

### A<sub>3</sub>) Sol.

Le bassin ne comporte, si l'on excepte quelques zones extrêmement réduites d'alluvions quaternaires, que des terrains secondaires et tertiaires. La distribution de leurs étages successifs est extrêmement imbriquée, surtout dans la région de Castellane.

Trois systèmes sont surtout répandus :

— Le crétacé, imperméable, se trouve sur un tiers de la superficie. Il forme notamment le bassin de la

station de jaugeages du Jabron (bassin-témoin imperméable);

- Le jurassique supérieur à faciès « Portlandien », dans lequel se développent les phénomènes karstiques, couvre le quart du bassin;
- Le tertiaire miocène correspond surtout aux alluvions du plateau de Valensole, et représente un cinquième du bassin.

Au total, du point de vue purement hydrologique, le bassin est constitué par :

- 43 % de terrains pratiquement imperméables;
- 32 % de terrains à perméabilité moyenne;
- 25 % de terrains karstiques, perméables en grand.

L'influence de ces derniers sur le régime est énorme, et marquée par :

- Une réduction du déficit d'écoulement : l'évaporation ne peut s'exercer que pendant la période des pluies, c'est-à-dire quand l'air est le plus humide;
- Des pertes et cheminements souterrains;
- Une rétention souterraine, d'où une régularisation (voir le régime de Fontaine-l'Évêque).

Du point de vue de l'érosion, le pourcentage des « terres noires » très affouillables, situées dans le haut bassin, n'est pas assez élevé pour que les transports de boues et limons, quoique notables, atteignent des valeurs de l'ordre de celles constatées sur la Durance.

## B) LA PLUVIOSITÉ

### B<sub>1</sub>) Les mesures pluviométriques.

On compte, dans le bassin du Verdon, six nivopluviomètres totalisateurs de haute altitude, et dix-sept stations ordinaires fournissant deux cent quarante « stations-années » de résultats utilisables, sur la période 1907-1943.

La mise en évidence des facteurs de la pluviosité, le tracé des isohyètes, ne peuvent être entrepris sans un agrandissement du champ d'études. Aussi a-t-il fallu joindre aux stations du Verdon cinquante-trois stations complémentaires appartenant aux régions limitrophes.

Pour les rendre comparables, toutes les moyennes annuelles ont été rendues homogènes à la même période de 75 ans, 1879-1953, également adoptée pour les débits. On a utilisé pour cela trois « stations de base » : Nice, Marseille, Gap, qui encadrent la région. L'influence de chacune de ces trois stations a été pondérée suivant sa distance au poste étudié, et selon des coefficients qui ont été calculés d'après les coordonnées de celui-ci dans un système d'axes rectangulaires.

Les moyennes correspondant aux nivopluviomètres ont été établies au moyen de corrélations entre les totaux partiels mesurés à ces appareils, et les précipitations correspondantes observées au plus haut poste ordinaire du bassin (Allos).

### B<sub>2</sub>) Synthèse des moyennes annuelles pluviométriques.

#### a) LOIS DE LA PLUVIOSITÉ :

L'étude de ces lois a été possible, à partir de valeurs moyennes, grâce à l'unicité de direction du vent de la pluie, dans toute la région étudiée. Il s'agit du « Marin » ou « Levant », d'origine sud-est.

On sait que les facteurs principaux de la pluviosité sont la latitude, l'altitude, la distance à la mer, l'orientation et l'abri.

D'une part, on peut supposer qu'en raison des dimensions limitées de la zone considérée, l'influence de la latitude disparaît devant celle des autres facteurs pour expliquer les variations constatées. D'autre part, tandis que l'éloignement à la mer et l'altitude sont des facteurs importants en tous points, les influences de l'orientation et de l'abri sont surtout appréciables dans les vallées de montagne.

Dans une étude hydrologique de la Tinée (cf. *Mémoires SHF* n° 2, 1952), M. Serra a formulé deux lois concernant les facteurs altitude et distance à la mer. Elles se traduisent par l'expression suivante de la pluviosité :

$$H'_m = KZ + \lambda e^{-(\mu d)^2}$$

$\left. \begin{array}{l} H'_m : \text{précipitation moyenne,} \\ Z : \text{altitude,} \\ d : \text{distance à la mer,} \\ K, \lambda, \mu : \text{constantes.} \end{array} \right\}$

Les moyennes de vingt stations, étagées de 5 m (Cannes) à 832 m (Vérignon) s'ajustent bien par cette loi, avec :

$$K=0,5 \text{ mm/m, } \lambda=800 \text{ mm, } \mu=1.$$

Elle devient donc :

$$H'_m = 1/2 Z + 800 e^{-(d/100)^2}$$

avec  $H'$  en mm,  $Z$  en m,  $d$  en km.

La comparaison de quelques stations met en évidence l'influence de chacun des deux facteurs, pris isolément.

Par exemple :

	d	Z	H <sub>m</sub>	H' <sub>m</sub>
	km	m	mm	mm
même distance à la mer :				
Les Arcs .....	20	113	827	827
Saint-Vallier .....	20	730	1.117	1.135
même altitude :				
Régusse .....	56	340	755	754
Bouyon .....	18	340	1.054	1.090

(H<sub>m</sub> : moyenne 1879/1953, déduite des mesures — H'<sub>m</sub> : valeur calculée.)

Par contre, pour les stations situées dans les hautes vallées, les coefficients λ et μ ne sont plus constants. Nous avons essayé de leur trouver un mode d'évaluation.

μ, correctif de la distance à la mer, doit chiffrer les obstacles qui, dressés sur le parcours des vents pluvieux, exagèrent l'influence de l'éloignement. C'est le facteur « abri ». Il a été évalué en construisant les coupes de terrain entre chacune des stations et la mer, dans la direction S.E. des vents pluvieux, puis en traçant l'« enveloppe » du relief obtenu. Soit Z<sub>s</sub> l'altitude de celle-ci à mi-distance de la mer. Pour Z<sub>s</sub> > 1.000 m, on a pris μ = Z<sub>s</sub>/1.000 (on justifie le choix de la distance médiane en notant qu'une chaîne unique, placée transversalement au parcours des vents pluvieux, a un effet d'autant plus accusé qu'elle est voisine du littoral, mais que, inversement, elle peut d'autant moins être évitée qu'elle est plus proche de la station).

K, correctif du relief, traduit le facteur « orientation ». On a pris K = (1 + cos α)/2, α étant l'angle de la vallée par rapport aux vents pluvieux. Quand le relief n'est pas profondément marqué, ou que les vallées ont une direction normale aux vents pluvieux, on retrouve la valeur précédente K = 0,5 mm/m. Si les vallées facilitent la pénétration des courants, K augmente et atteindrait 1 mm/m pour une orientation exactement N.O.-S.E.

D'où l'expression complète de la pluviosité :

$$H'_m = \frac{1 + \cos \alpha}{2} Z + 800 e^{-(\mu d/100)^2} \text{ avec } \mu = \frac{Z_s}{1.000}$$

Si les modes d'évaluation des paramètres μ et K peuvent paraître bien sommaires, ils sont, en revanche, commodes et « parlants », et ont permis de calculer pour les postes ordinaires et les nivopluviomètres du Verdon, ainsi que pour dix-huit stations situées hors du bassin, des pluviosités moyennes qui confirment de façon très satisfaisante celles qui ont été déduites des mesures. Les raisons des différences de pluviosités observées entre les diverses stations ont ainsi été explicitées.

Voici six exemples choisis dans le Verdon :

	Z	d	μ	α°	H' <sub>m</sub>	H <sub>m</sub>
	(m)	(km)			(mm)	(mm)
Trigance .....	723	51	1,00	90	979	952
Thorene .....	1.250	35	1,10	90	1.296	1.227
Castillon .....	900	52	1,40	90	921	917
Thorame .....	1.160	68	1,60	70	1.005	995
Allos .....	1.455	80	1,70	70	1.097	1.092
Lac d'Allos .....	2.295	80	1,70	70	1.665	1.670

(H<sub>m</sub> : moyenne 1879-1953 déduite des mesures; H'<sub>m</sub> : valeur calculée.)

b) VARIATIONS DE LA PLUVIOSITÉ D'AVANT EN AMONT :

La résultante des influences des divers facteurs de la pluviosité est traduite par un graphique des précipitations en fonction des altitudes, où sont réunis les points représentatifs des postes rencontrés successivement en remontant la vallée. Le tracé obtenu peut être divisé, selon les pentes, en cinq tronçons. Chacun traduit une combinaison des quatre facteurs de la pluviosité agissant tantôt en même sens, tantôt en contrariété.

Le tableau ci-après résume les actions des divers facteurs au long de chacun des cinq tronçons :

	Altitude	Eloignement	Abri	Orientation	Résultante : Gradient pluviométrique sur le tronçon en mm/m
Bas-Verdon :					
de 250 à 500 m.....	+	=			0,28
Moyen-Verdon :					
de 500 à 700 m.....	+	+			1
de 700 à 900 m.....	+	=	—		0
Haut-Verdon :					
de 900 à 1.500 m.....	+	—	—	+	0,37
de 1.500 à 2.200 m.....	+	=	=	=	0,69

Vers 700 m, point où le Verdon est le plus proche de la mer, la courbe obtenue vient tangenter par en dessous celle qui est tracée pour les régions plus au sud (bassins du Jabron et de l'Artuby). Mais tandis que

l'Artuby se rapproche de la mer en s'élevant, le Verdon s'en éloigne, d'où une divergence à partir du point de tangence.

c) CARTES DES ISOHYÈTES :

Toutes les moyennes pluviométriques, homogènes à la période 1879-1953, ont permis de tracer une carte d'isohyètes couvrant toute la région étudiée, c'est-à-dire Verdon et bassins voisins. D'après cette carte, on a pu déterminer, par planimétrages, et pour chacun des bassins des stations de jaugeages, les courbes de répartition des pluviosités en fonction des superficies, ainsi que les lames totales précipitées.

La pluviosité moyenne sur le bassin du Verdon ressort à 980 mm; 1/10<sup>e</sup> du bassin reçoit des précipitations supérieures à 1.270 mm, et 1/10<sup>e</sup>, des précipitations inférieures à 670 mm.

B<sub>3</sub>) Régime pluviométrique.

La répartition saisonnière des pluies indique partout le maximum méditerranéen classique de l'automne. Aussi importante est la médiocrité pluviale de plein été, pas extrêmement sensible dans le haut bassin, mais de plus en plus marquée vers le sud. Tout le bassin appartient ainsi à la zone dénommée par M. Bénévent « méditerranéenne sublittorale ».

B<sub>4</sub>) Fréquence et intensité des précipitations.

Des tableaux consignent ces résultats établis, pour chaque station, par examen des feuilles d'observations

dont les microfilms nous ont été communiqués par le Centre Hydrométéorologique de Lyon.

Leur étude comparative montre, par exemple, avec netteté, que :

- les fréquences des précipitations sont surtout fonction de l'altitude;
- les intensités sont surtout influencées par l'éloignement.

Les fréquences moyennes annuelles varient de 60 jours de pluie par an dans le Bas-Verdon, à une centaine dans le haut bassin.

Les intensités moyennes sont de 9 à 16 mm par jour de pluie.

B<sub>5</sub>) Précipitations exceptionnelles.

C'est dans la partie la plus méridionale du bassin qu'ont été enregistrées les plus fortes précipitations.

Les grosses averses amenées par les vents à composante principale sud-est, sont les plus fréquentes en automne. Sans sous-estimer leur puissance, on peut cependant dire qu'elles n'ont rien d'excessif, et que les averses méditerranéennes ne manifestent pas dans le bassin du Verdon la violence qu'on leur connaît dans d'autres régions, Cévennes et Vivarais en particulier.

C) LA NIVOSITÉ

Les altitudes du bassin ne sont très élevées que sur des surfaces trop faibles pour que l'influence de la neige soit le fait principal du régime saisonnier, sauf dans le haut bassin.

Des tableaux consignent les résultats obtenus aux six stations de cette zone équipées pour la mesure de la neige, pour les hivers 26/27 à 53/54. Retenons seulement ici les valeurs suivantes de l'abondance nivale et des fréquences :

	m	m	m	m
Altitude, en m .....	750	1.000	1.250	1.500
Epaisseur de la neige, en mm...	250	670	1.420	2.250
Epaiss. de l'eau de fusion, en mm	30	80	170	270
Fréquence, en jours par an.....	6	11	18	27

Ce qui donne entre 1.000 et 1.500 m un gradient de 0,38 mm d'eau de fusion par mètre.

A altitude égale, l'indice de niviosité des précipitations est inférieur d'une dizaine d'unités à celui constaté dans les Alpes du Nord.

Altitude, m . . . .	500	750	1.000	1.250	1.500	1.750	2.000	2.500
Indice annuel, %	0	3,5	9	16	23,5	32	40	58

Les graphiques mensuels montrent, de Castellane

(820 m) à Allos (1.455 m), un déplacement maximum de niviosité de décembre jusqu'à février.

DÉTERMINATION DE L'ÉPAISSEUR DE LA COUCHE DE NEIGE

La suite de l'étude de la niviosité est consacrée à la comparaison entre un enneigement moyen déterminé expérimentalement et l'enneigement calculé.

— Les résultats expérimentaux correspondent à la moyenne des mesures périodiques effectuées à l'altitude 1.700 m pendant les cinq années 1950 à 1954 (Service de la Production Hydraulique, prévision des apports de printemps dans le réservoir de Castellon),

— Les calculs, effectués pour la même altitude, sont basés sur les courbes :

- de températures en fonction des altitudes,
- des précipitations mensuelles en fonction des altitudes,
- des indices de niviosité mensuels en fonction des températures, établie d'après les résultats obtenus aux stations nivométriques :
- de la lame d'eau de fusion mensuelle en fonction des températures, basée sur les « degrés-mois mensuels positifs ».

Les deux graphiques, expérimental et synthétique, se recourent de façon suffisamment satisfaisante pour justifier les quelques simplifications apportées aux calculs (par exemple densité constante de la neige pendant toute la saison, courbe unique de fusion pour tous les mois).

La méthode, ainsi vérifiée, pourra être appliquée plus loin aux calculs des enneigements sur les tranches d'altitudes successives des divers bassins étudiés.

## D) L'ÉVAPORATION

Les seules mesures d'évaporation qui, à notre connaissance, aient été faites dans le bassin du Verdon, sont celles, d'ailleurs fragmentaires, de Comps pour les années 1952, 1953, 1954.

La détermination des évaporations sur les divers points du bassin a été basée sur la méthode de l'« évaporation potentielle » de Thornthwaite. On sait que cette méthode donne, en fonction des températures moyennes annuelles, les quantités d'eau qui seraient évaporées si l'alimentation en eau du sol n'était jamais insuffisante.

La comparaison des valeurs «  $e_p$  » ainsi calculées, et des précipitations P, permet de caractériser les trois zones climatiques du bassin :

- 1) Zone « Montagne » (haut Verdon) : P élevées,  $e_p$  faibles,  $e_p$  mensuelles toujours  $< P$ ;
- 2) Zone « Méditerranée » (moyen Verdon) : P élevées,  $e_p$  élevées,  $e_p > P$  pour trois mois (juin, juillet, août);
- 3) Zone « Provence » (bas Verdon) : P réduites,  $e_p$  élevées,  $e_p > P$  pour quatre mois (de juin à septembre).

(Cas extrême : le calcul fait pour Marseille donne  $e_p > P$  pour cinq mois — mai à septembre.)

### ÉVAPORATIONS RÉELLES

Outre les réductions dues à des pluviosités insuffisantes, les évaporations subissent, par rapport aux valeurs calculées, des variations dues notamment à :

- la nature du sol : évaporations très faibles dans les régions karstiques où l'infiltration rapide soustrait rapidement les eaux au pouvoir évaporant de l'atmosphère.
- la végétation : on note, sur le bassin du Jabron, une évaporation réelle bien supérieure à celle constatée par ailleurs, supériorité due probablement au fait que cette zone est la plus boisée du bassin (taux : 50 %),
- le vent : influence du mistral dans la partie « Provence » du bassin,
- l'insolation : la valeur moyenne pour le bassin est de 2.700 h/an (Paris : 1.760 h).

## II. — LES STATIONS DE JAUGEAGE

### A) GÉNÉRALITÉS

Les mesures de débit ont commencé très tôt dans le Verdon en raison de l'établissement de nombreux projets d'adduction de ses eaux vers les régions sèches du littoral méditerranéen.

Au total, dix-neuf stations de jaugeage ont été exploitées, soit une densité de une station pour 120 km<sup>2</sup> de bassin (pour l'ensemble de la Durance, la densité est de une station pour 200 km<sup>2</sup>).

La plus importante est Quinson, exploitée sans aucune interruption depuis 1872, et dont l'intérêt dépasse même le cadre de l'étude du Verdon, puisqu'elle est utilisée comme référence pour toutes les Alpes du Sud. Les mesures, correspondant à la hauteur déversante sur le barrage de prise d'eau du canal d'Aix-en-Provence, y sont d'excellente qualité. Par contre, les exploitations des autres stations ont été très laborieuses en raison

de la grande mobilité des lits du Verdon, ce qui a conduit à rechercher minutieusement les conditions de tarage afin de sélectionner les données et connaître les marges d'erreur.

On a classé les stations en :

1° Trois « stations de base » :

- Colmars (haut Verdon) : Bassin 158 km<sup>2</sup>, 45 années d'exploitation;
- Caréjuan (moyen Verdon) : Bassin 897 km<sup>2</sup>, 32 années d'exploitation;
- Quinson (bas Verdon) : Bassin 1.667 km<sup>2</sup>, 82 années d'exploitation.

2° Seize « stations ordinaires ».

### B) EXPLOITATION ET TARAGE DES STATIONS

#### B<sub>1</sub>) Station de Quinson.

Le barrage de Quinson constitue un déversoir à seuil épais, de largeur 4,80 m, hauteur 15 m, et développement en crête 40 m. En dépit de la simplicité apparente des mesures, plusieurs éléments introduisent des causes d'erreur et ont conduit à rectifier quelque peu les débits donnés. Citons : le bassin intermédiaire entre barrage et emplacement des jaugeages (2,5 % du total), le prélè-

vement du débit en amont pour l'alimentation du canal d'Aix (une station de jaugeage existe d'ailleurs sur celui-ci), le remblaiement progressif de la retenue, les fuites sous le barrage... Pour ces fuites, relativement importantes, une valeur forfaitaire a souvent été, à tort, ajoutée aux mesures, alors qu'elles y sont incluses. Enfin, l'erreur la plus grave, mais aussi la plus originale, est due à un phénomène purement hydraulique, qui provoque une inflexion de la courbe de tarage et modifie

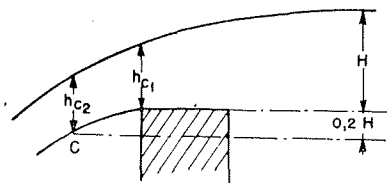
ainsi nettement son extrapolation utilisée pour l'évaluation des forts débits de crue. Les corrections apportées sont les suivantes :

Débit donné par la courbe, m <sup>3</sup> /s...	290	330	410	490	570	610	650	670
Corrections apportées en %....	0	-10	-17	-9	0	+4,7	7,2	9,5

(A titre de comparaison, on a mesuré 650 m<sup>3</sup>/s en novembre 1951.)

Voici les conclusions auxquelles a abouti l'étude de cette anomalie, étude basée sur les équations de corrélation entre hauteurs correspondantes aux différentes échelles de mesure situées sur le seuil même et à différentes distances en amont, et les relations entre leurs courbes de tarage respectives.

On a démontré que l'inflexion de la courbe hauteurs-débits de l'échelle de mesure utilisée, située à 50 m en amont du seuil, provient d'un déplacement vers l'aval de la « section critique » du déversoir, provoquant une augmentation du coefficient de débit. Sur un profil arrondi, du type Creager, le déplacement de  $h_c$  vers l'aval est progressif. Dans le cas du seuil épais horizontal,



l'arête aval de celui-ci est d'abord un élément de stabilisation, puis, pour les fortes lames, le déversoir fonctionne comme un seuil arrondi, la section critique se déplaçant rapidement de la position initiale  $h_{c1}$  à la position finale  $h_{c2}$  pour laquelle la cote du point cri-

tique  $c$  est inférieure à celle du sommet d'une quantité égale à  $0,20 H$ . Le coefficient de débit, sans pertes de charge, passe ainsi de  $0,38$  (type seuil épais) à  $0,51$  (seuil Creager). La transition se produit de  $H = 2,60$  à  $H = 2,90$  m.

Ces calculs ont également permis de déterminer la fraction des débits qui s'écoule sous le barrage. Elle atteindrait  $40 \text{ m}^3/\text{s}$  lorsque la lame déversante a  $3,50$  m. Cette valeur, quoique semblant bien élevée, n'est pas incompatible avec la dimension du sillon non obstrué existant entre rocher et béton de fondation, et reconnue par sondage : sa section serait de  $25 \text{ m}^2$ .

## B<sub>2</sub>) Autres stations.

Exception faite pour Taülane sur l'Artuby, pourvue d'un seuil fixe, l'exploitation des stations a été très difficile en raison :

- De l'instabilité du lit alluvial : les sections sont complètement remaniées à chaque crue, et les courbes de tarage ne sont appuyées que sur un nombre limité de jaugeages, exécutés dans une période de fixité relative (à Caréjuan, on a observé, pour une même cote à l'échelle, des débits variant entre  $10$  et  $35 \text{ m}^3/\text{s}$ );
- Du passage de « dunes » d'alluvions aux stations pourtant situées sur des fonds rocheux, passages qui modifient brusquement les conditions de tarage (stations de Thorame, de Jabron, de Comps).

Les exploitants ont essayé, en multipliant les jaugeages, de suivre les modifications des fonds et de tracer des courbes de tarage moyennes. Malgré tout, en quelques points, les accalmies dans les déformations ont été inexistantes sur de longues périodes, et il a été impossible de tirer parti d'un grand nombre de mesures de hauteurs (une seule année utilisable sur dix de mesures à Thorame, et trois sur dix à Castellane malgré l'exécution de quarante-quatre jaugeages).

Finalement, l'ensemble des dix-neuf stations fournit  $370$  « stations-années » complètes de débits, dont  $82$  pour Quinson.

## C) CALCUL DES DÉBITS MOYENS

Tous les débits moyens annuels ont été calculés pour des « années hydrologiques » 1<sup>er</sup> octobre/30 septembre.

De la discordance des périodes d'observation aux diverses stations résulte la nécessité de corrélations, qui ont permis de calculer les valeurs caractéristiques du régime homogènes à la même période de référence 1879/1953 (75 ans).

Vingt-quatre corrélations ont ainsi été établies. Pour

quinze d'entre elles l'équation de corrélation a été déterminée par la méthode des moindres carrés ( $14$  ont un coefficient de corrélation supérieur à  $0,90$ , et  $10$  à  $0,97$ ).

Les résultats ainsi obtenus avec les stations du Verdon ont été complétés par des corrélations faites à partir du bassin de l'Ubaye, pour déterminer les apports sur le bassin du lac d'Allos, grâce à des stations étagées à des altitudes intermédiaires au-dessus de Barcelonnette.

## III. — LE RÉGIME

### A) LES VALEURS MOYENNES ANNUELLES

#### A<sub>1</sub>) Les débits.

Retenons, parmi les moyennes calculées au moyen des corrélations, les valeurs spécifiques suivantes :

— Verdon :  $33,31 \text{ l/s/km}^2$  à Allos ( $46,7 \text{ km}^2$ ),  $27,8$  à Thorame ( $324 \text{ km}^2$ ),  $20,8$  à Caréjuan ( $898 \text{ km}^2$ ), et enfin  $17,8$  au confluent avec la Durance ( $2.218 \text{ km}^2$ );

— Valeurs-types pour les affluents :

Haut-Verdon :  $51,51 \text{ l/s/km}^2$  pour le Chadoulin à Pissue du lac d'Allos (alt. moy.  $2.400 \text{ m}$ );

— Moyen-Verdon :  $16,6 \text{ l/s/km}^2$  pour le Jabron à Jabron (alt. moy.  $1.050 \text{ m}$ );

— Bas-Verdon :  $9,2 \text{ l/s/km}^2$  pour le Colostre (alt. moy.  $675 \text{ m}$ ).

Suivent les interprétations de quelques équations de corrélation. Par exemple, celle obtenue entre les deux stations de Allos sur le Verdon et le Chadoulin, et établie au moyen de  $79$  jaugeages simultanés, donne la relation suivante entre les débits en  $\text{m}^3/\text{s}$  :

$$c = 0,41 v + 0,30 \text{ (coefficient de corrélation : } 0,96\text{)}.$$

- Le terme constant peut être considéré comme représentant le débit des sources du Chadoulin (la moyenne calculée pour la principale, issue du las d'Allos, est de 275 l/s).
- Le coefficient 0,41 donne un rapport de 0,75 entre lames écoulées du Verdon et du bassin résiduel du Chadoulin situé en aval du lac : ce qui confirme la constatation faite sur les pluviosités, la vallée du Chadoulin étant orientée moins favorablement que le Verdon. On retrouve cette différence pour les autres affluents du haut-Verdon, pareillement orientés.

Pour le bassin de l'Artuby, la combinaison des équations de corrélation a permis de déterminer les pertes de bassin versant et les infiltrations dans le lit de la rivière, en amont de Comps.

#### COURBES DE SYNTHÈSE DES APPORTS

a) L'évolution des modules bruts en fonction des bassins versants comprend trois tracés distincts, correspondant :

- 1) Aux écoulements dans le lit même de la rivière, mesurés aux stations de jaugeage. Ce tracé présente, jusqu'à Caréjuan, une allure parabolique normale, mais plus loin les infiltrations produisent des diminutions ou même des inversions de pente (pertes de l'Artuby et du Jabron) :  
Verdon, amont Jabron : 21,6 l/s/km<sup>2</sup>,  
Verdon, aval Artuby : 16,8 l/s/km<sup>2</sup>,  
Verdon, aval Fontaine-l'Évêque : 21 l/s/km<sup>2</sup>,
- 2) Aux apports naturels totaux, qui intègrent les écoulements souterrains. La comparaison des deux tracés met en évidence la formation du module de Fontaine-l'Évêque.
- 3) A l'alimentation effective du bassin, et qui résulte de l'adjonction à la précédente de la perte subie par l'Artuby au profit de la Siagne (fleuve côtier). Ce dernier tracé donne les valeurs à prendre en compte pour le calcul des déficits d'écoulement.

b) L'évolution de la lame moyenne écoulée, en fonction de l'altitude moyenne du bassin : cette courbe met en évidence, avec netteté, les influences des variations de pluviosité sur le Verdon et ses affluents, corrigées par les différences d'évaporation. La courbe moyenne, valable

pour le haut bassin, peut être traduite par l'expression :

$$E = 245 e^{0,70 (Z_m/1.000)}$$

E = écoulements en mm

Z<sub>m</sub> = altitudes moyennes des bassins

#### A<sub>2</sub>) Les déficits. — Corrélations pluies-débits.

##### a) LE DÉFICIT :

Cette étude a été faite pour seize bassins partiels correspondant à des stations de jaugeage. Chacun d'eux a, de plus, été fractionné en tranches correspondant au dixième de la superficie, pour lesquelles ont été calculés précipitations et écoulements.

L'étude d'ensemble des résultats a conduit à établir les expressions suivantes des déficits, en fonction des températures et de la pluviosité :

— Bassin du lac d'Allos ..... D = 75  $\vartheta$

— Restant du bassin ..... D = 75  $\vartheta$  + 0,80 (P - P<sub>0</sub>)

( $\vartheta$  : temp. moy. annuelle; P : pluviosité moy. annuelle.)

avec P<sub>0</sub> = 1.230 mm en amont de l'Artuby, 1.600 mm pour l'Artuby, 1.380 mm pour les stations situées en aval, dont les bassins comprennent l'Artuby.

Pour P = P<sub>0</sub>, on aurait partout D = 75  $\vartheta$ .

Pour l'ensemble du bassin du Verdon, le bilan s'établit comme suit :

P = 980 mm — Ecoulement : 580 mm

Déficit : 450 mm — Coef. d'écoulement : 0,59

avec les valeurs extrêmes suivantes du déficit :

minimum :

plans de Canjuers : 180 mm, bassin du lac d'Allos : 215 mm

maximum :

Jabron à Jabron : 550 mm.

##### b) CORRÉLATIONS PLUIES-DÉBITS :

Une excellente corrélation a été obtenue entre les débits moyens annuels à Quinson et les moyennes des résultats pluviométriques de Allos (haut Verdon) et Châteauevieux (Artuby). La conjugaison de ces deux stations semble ainsi reproduire assez fidèlement les variations de la pluviosité globale du bassin. Le calcul utilise 22 années « hydrologiques ».

On obtient la relation :

$$[(E/E_0) - 1] = 2,30 [(P/P_0) - 1] + (z/4,30)$$

avec un coefficient de corrélation de 0,93.

## B) LES VARIATIONS SAISONNIÈRES

### B<sub>1</sub>) Types de régimes.

Le tableau ci-contre résume les caractéristiques des quatre types de régimes saisonniers rencontrés dans le bassin du Verdon :

### B<sub>2</sub>) Les bilans apparents et réels mensuels.

Le bilan mensuel entre précipitations et écoulements résulte des trois éléments ci-après :

#### — LES ÉVAPORATIONS :

La comparaison des évapotranspirations potentielles aux précipitations conduit aux évaporations réelles.

#### — LES RÉTENTIONS NIVALES :

Elles ont été calculées par la méthode qui a été vérifiée dans l'étude de la niviosité, et en décomposant chaque bassin en tranches d'altitude croissante.

#### — LES RÉTENTIONS LIQUIDES :

Qui ne peuvent être déterminées que si l'on connaît les deux données précédentes.

Les bilans mensuels ont été établis pour cinq bassins partiels :

a) Trois « bassins-témoins » comportant chacun un terme nul ou aisément calculable parmi les trois éléments du bilan. Ce sont :

1° Le Verdon à Allos : bassin-témoin de montagne. Réserves liquides et nivales existent conjointement, mais les pluies étant toujours suffisantes, l'évaporation réelle y est égale à l'évapotranspiration potentielle;

2° Le Jabron à Jabron : petit bassin imperméable (70 km<sup>2</sup>), donc à rétention liquide nulle. La rétention nivale y est, de plus, très faible. D'où une évaluation facilitée de l'évaporation réelle mensuelle, et sa comparaison avec l'évapotranspiration potentielle calculée;



TYPE DE RÉGIME	Nival mitigé	Nival de transition	Nivo-pluvial	Pluvio-nival méditerranéen
Zones représentatives .....	très haut bassin (lac d'Allos)	Haut-Verdon en amont de Thorame	Verdon en aval de Thorame	Jabron Artuby Colostre
Nombre de stations étudiées.....	1	3	4	4
Caractéristiques des bassins versants :				
altitude maximum .....	3.052 m	3.052 m	3.052 m	1.893 à 1.185
% supér. à 1.500 m.....	100 %	80 à 100 %	20 à 80 %	négligeable
altitudes moyennes .....	2.400 m	1.900 à 2.100 m	100 à 1.900 m	675 à 1.185 m
Coefficients mensuels de débit :				
maximum M .....	juin : 3,30	mai : 2,75 à 3,02	mai : 1,78 à 1,91	mars, mai ou nov. : 1,45 à 2,29
minimum m .....	février : 0,21	janv.-fév. : 0,28 à 0,40	août : 0,37 à 0,41	août, sept. : 0,10 à 0,58
rapport M/m .....	15,7	6,9 à 10,8	4,34 à 5,16	2,50 à 22,9
rapport (minimum hiver/minimum été).....	(pas de creux d'été)	0,69 à 0,97	1,70 à 2,20	1,74 à 8,60
Coefficient d'irrégularité semestrielle (1).....	> 3,0	3 à 1,50	1,50 à 0,75	< 0,75
Coefficient de régularité du régime (2).....	—	0,73 à 0,75	0,61 à 0,64	0,53

(1) Rapport du débit moyen des six mois les plus chauds (mai-octobre) aux six mois les plus froids (novembre-avril).

(2) Moyenne des fréquences du maximum et du minimum pour deux mois consécutifs. Par exemple, à Quinson, le débit mensuel est maximum 47 années sur 100 en mai-juin, et minimum 76 années sur 100 en août-septembre. D'où le coefficient :  $1/2 (47+76)=61\%$ .

(Ces deux coefficients ont été définis par M. Coutagne.)

3° Le Colostre : bassin à rétention nivale pratiquement nulle (altitude moyenne 685 m), mais à réserves liquides notables dans les alluvions du plateau de Valensole.

b) Deux bassins où interfèrent normalement les trois

termes du bilan : Verdon au barrage de Castillon et à Quinson (et, par extension, l'ensemble du bassin).

L'étude donne les tableaux de calculs mois par mois, et les graphiques correspondants. Rapportons seulement les valeurs globales ci-dessous :

	BASSINS TÉMOINS			Ensemble du Verdon
	Verdon à Allos	Jabron	Colostre	
Superficie S, km <sup>2</sup> .....	46,5	70	216	2.218
Altitude moyenne, m.....	2.070	1.050	675	1.055
Précipitations P, mm.....	1.440	1.070	715	980
Écoulements E, mm.....	1.050	520	292	580
Coefficient de niviosité $\eta$ %.....	40 %	10,6 %	3,2 %	14,5 %
$e_p$ totale annuelle, mm.....	390	835	590	540
Déficit D=P—E, mm .....	390	550	423	400
Réserve liquide maximum, mm.....	126	0	124	70
Réserve nivale maximum, mm.....	400	40	0	61

### C) LE BILAN DES RÉGIONS KARSTIQUES RÉGIME DE FONTAINE-L'ÉVÊQUE

Le débit moyen calculé pour la résurgence de Fontaine-l'Évêque d'après les résultats de 18 années de mesures, est de 6,5 m<sup>3</sup>/s.

Nous indiquons ci-dessous les résultats obtenus au cours de l'étude de la synthèse de ce débit par un bilan des régions karstiques, étude qui procède selon les phases successives suivantes :

#### C<sub>1</sub>) Inventaire des pertes et résurgences.

Les principales infiltrations se produisent :

- Sur les « Plans des Canjuers » ;
- Sur l'Artuby : infiltrations directes sur certaines zones du bassin, toujours sèches; ou pertes d'abord partielles, puis souvent totales, dans le lit même de la rivière. Plusieurs essais de coloration ont prouvé que ces pertes de l'Artuby résurgent à Fontaine-l'Évêque (située à 30 km à vol d'oiseau) ainsi que, pour une faible part, aux sources de la Siagnole;
- Sur le Jabron : pertes partielles à Trigance. La courbe, précédemment tracée, des débits du Verdon en fonction du bassin versant rend cette contribution évidente.

Les principales résurgences de la région sont : Fontaine-l'Évêque avec ses annexes « Garrubys » et « Sambuc », et les sources de la Siagnole. On note aussi quelques sources secondaires : « Malamaire », « Madame »...

#### C<sub>2</sub>) Bilans annuels.

Pour le bassin de 770 km<sup>2</sup> situé entre les stations de jaugeage de Caréjuan et Quinson, et comprenant le bassin de l'Artuby et les plans de Canjuers, on a établi deux bilans :

1. Des écoulements :  
apports sur le bassin = débits entrants — débits sortants;
2. Hydrométéorologique :  
apports = précipitations — déficits.

La région considérée a été divisée en cinq zones caractéristiques, pour lesquelles l'étude du deuxième bilan a permis de répartir l'apport global déterminé par le premier.

Finalement, on obtient, en ce qui concerne Fontaine-l'Évêque, la synthèse suivante des débits :

— En provenance de l'Artuby .....	64 %
— des plans de Canjuers ....	26 %
— du Jabron .....	10 %

#### C<sub>3</sub>) Bilans mensuels.

Il faut moduler selon les différents mois les contributions ci-dessus établies :

— Pour les infiltrations dans les plans de Canjuers, on

a pris les coefficients pluviométriques de la station d'Aups, représentative de cette région;

— Pour les apports en provenance de l'Artuby et du Jabron, on a admis les principes de calcul suivants :

1. Le mécanisme d'infiltration se présente comme un écrêtement : la base du diagramme des débits, située sous le débit  $Q_0$  correspondant à la capacité d'absorption, est infiltrée (moyenne :  $Q_i$ ), et les pointes restent en rivière (moyenne  $Q_r$ ). On choisit  $Q_0$  pour que  $Q_i$  soit égal à la valeur annuelle déjà calculée.
2. Le diagramme à écrieter est établi au moyen de coefficients pluviométriques si le calcul vise l'obtention des infiltrations  $Q_i$ , et au moyen des coefficients de débits s'il vise l'obtention de ruissellements  $Q_r$ .

Le total des infiltrations ainsi calculées, diminué de celles dirigées vers la Siagnole, donne les débits mensuels d'alimentation de Fontaine-l'Évêque.

#### C<sub>4</sub>) Réserve souterraine.

Le mouvement de cette réserve peut être calculé :

1. Par la comparaison des débits entrants (infiltrations mensuelles calculées ci-dessus) et des débits sortants (mesurés à la source);
2. D'après l'étude du tarissement de la source : la courbe de tarissement obtenue étant de la forme  $Q = Q_0 e^{-a(t-t_0)}$ , le volume de la réserve souterraine correspondant à un débit  $Q$  est donné par :  $V = Q/a$ . (On a obtenu :  $a = 17.10^{-3}$ ), d'où les capacités correspondant aux moyennes mensuelles successives.

$$Q = Q_0 e^{-a(t-t_0)}$$

Les courbes du mouvement de la réserve, déterminées d'après chacune des deux méthodes, sont en concordance très satisfaisante. Ce qui fournit une vérification de tous les calculs effectués.

L'amplitude du mouvement de la réserve en année moyenne serait de 15 millions de m<sup>3</sup>, avec maximum en novembre-décembre, et minimum à fin août.

La réserve souterraine correspondant au débit maximum observé (19 m<sup>3</sup>/s) atteindrait 100 millions de m<sup>3</sup>.

#### C<sub>5</sub>) D'où le régime saisonnier de la source.

De l'importance de la réserve souterraine résulte un régime particulièrement régulier :

- Le rapport des coefficients de débits mensuels extrêmes est seulement de 1,20 (nov.)/0,73 (sept.) = 1,64 (contre 5 pour les coefficients pluviométriques de la région);
- Le rapport des débits instantanés extrêmes observés est de 19/2,3 = 7,3 (contre, par exemple, 33 à Fontaine-de-Vaucluse).

### D) LES DÉBITS EXTRÊMES

Étiages et crues du Verdon sont relativement modérés :

#### D<sub>1</sub>) Les étiages

Les observations faites aux diverses stations sont traduites par un graphique comparatif donnant les plus longues périodes non influencées pendant lesquelles les débits spécifiques sont restés inférieurs à des valeurs

données, et les débits minima enregistrés. L'étiage le plus long observé depuis 1873 a, sans conteste, été celui qui a duré de juin 1921 à février 1922.

On remarque notamment les influences des sources :  
— Du Chadoulin : tandis qu'à Allos on a compté sur le Verdon 263 jours consécutifs à moins de 10 l/s/km<sup>2</sup>, il n'y en a eu que 166 sur le Chadoulin, soutenu par

le lac d'Allos. Ces deux chiffres sont d'ailleurs les extrêmes relevés sur l'ensemble du bassin;

— De Fontaine-l'Évêque : en fin d'étiage, son débit entre pour 50 % dans celui du Verdon à Quinson (3,1 sur 7,1 m<sup>3</sup>/s en 1906, 3,1 pour 6 m<sup>3</sup>/s en 1922). Ainsi soutenu, le Verdon n'est jamais descendu à Quinson, à moins de 3,5 l/s/km<sup>2</sup>.

Par contre, sur le bassin imperméable du Jabron, on a noté, en 1927, 0,14 l/s/km<sup>2</sup>.

Signalons qu'exception faite des stations trop influencées par les phénomènes karstiques, une bonne corrélation a été obtenue entre valeurs minima absolues des débits, et le débit statistique dit « caractéristique d'étiage » : le rapport des deux est de 0,45.

L'étude du tarissement montre que celui-ci est de moins en moins rapide de l'amont vers l'aval en raison des gains de terrains perméables : éocène d'abord jusqu'à Castellane, jurassique supérieur ensuite. Voici par exemple les coefficients de tarissement relevés au fur et à mesure des gains de superficies jurassiques :

- Castillon : 0 % de jurassique 10<sup>3</sup>  $\alpha = 10,8$
- Caréjuan : 8,9 % de jurassique 10<sup>3</sup>  $\alpha = 6,73$
- Quinson : 30 % de jurassique 10<sup>3</sup>  $\alpha = 4,76$

Le bassin imperméable du Jabron donne, par contre, 10<sup>3</sup>  $\alpha = 43$ .

#### TARISSMENT DES SOURCES :

On a déjà vu quel parti avait été tiré de la courbe de tarissement de Fontaine-l'Évêque. Celle de la source du Chadoulin présente également un grand intérêt. Elle a notamment permis d'obtenir, d'une part, une relation entre la cote du lac d'Allos et le débit du Chadoulin, et, d'autre part, le volume de la cavité souterraine de l'« entonnoir ».

La courbe de tarissement de Chadoulin fait apparaître une discontinuité correspondant à une cote de transition pour laquelle le niveau d'équilibre dans le puits d'alimentation du réseau souterrain se sépare et devient inférieur au niveau du lac quand ce dernier décroît.

#### D<sub>2</sub>) Les crues.

Si l'étendue des zones perméables diminue la gravité

des étiages, leur forte capacité de rétention est aussi, conjuguée avec la pluviosité pas exceptionnelle, l'effet pondérateur des pentes pas très accentuées, et l'étroitesse du bassin défavorable aux concentrations, un facteur de modération des crues.

Ajoutons que les importants reboisements effectués dans le haut bassin (22 % de la superficie, valeur la plus forte rencontrée dans les Alpes) ont rendu les torrents bien moins redoutables. Il est vrai que la végétation peu dense du bassin n'offre, par ailleurs, qu'une protection réduite contre le ruissellement.

Il faut noter aussi l'effet bienfaisant de la succession des zones évasées et des gorges, qui provoquent des accumulations. Ainsi, le remous provoqué, en novembre 1951, dans la plaine des Salles par les gorges de Baudinard, aurait eu une superficie de 700 ha et un volume de plusieurs dizaines de millions de m<sup>3</sup>.

Mais le retard provoqué par l'allongement du cours et les rétrécissements successifs fait que les intumescences du Verdon arrivent au confluent très peu de temps avant celles de la Durance, ce qui tend à aggraver ces dernières.

La plus forte crue connue du Verdon est celle de 1843, qui aurait atteint 1.450 m<sup>3</sup>/s à Quinson et 1.660 m<sup>3</sup>/s au confluent de la Durance, soit 750 l/s/km<sup>2</sup> à l'issue de 2.218 km<sup>2</sup>. Ensuite viennent celles d'octobre 1886 (1.020 m<sup>3</sup>/s), d'octobre 1882 (930 m<sup>3</sup>/s), de novembre 1906 (850 m<sup>3</sup>/s) et de novembre 1926 (780 m<sup>3</sup>/s). La crue de novembre 1951 n'a pas dépassé 650 m<sup>3</sup>/s, en raison de son étalement par le réservoir de Castillon.

Pour le reste du bassin, signalons les principales crues mesurées dans chacune des trois zones caractéristiques :

- Haut-Verdon :  
1,60 m<sup>3</sup>/s/km<sup>2</sup> à Allos (46,5 km<sup>2</sup>) en sept. 1920;
- Moyen-Verdon :  
1,09 m<sup>3</sup>/s/km<sup>2</sup> sur l'Artuby (90,7 km<sup>2</sup>) en déc. 1945;
- Bas-Verdon :  
0,56 m<sup>3</sup>/s/km<sup>2</sup> sur le Colostre (216 km<sup>2</sup>) en mai 1922.

L'étude des crues comprend par ailleurs une étude statistique mensuelle de toutes les crues ayant dépassé 50 m<sup>3</sup>/s à Quinson, et séparées en cinq tranches successives de débits.

## E) ÉTUDE STATISTIQUE DES DÉBITS

### E<sub>1</sub>) Ensemble des débits.

#### a) COURBES DE DÉBITS CLASSÉS :

Ces courbes ont été établies pour cinq stations du Verdon, et six des affluents (dont Fontaine-l'Évêque). Toutes ont pu être ajustées assez exactement par la loi de Galton-Gibrat.

Pour la station de Quinson, ont été également construites, et ajustées, les quatre courbes de débits saisonniers classés. On observe cependant ici, aux faibles débits, des écarts sensibles entre courbes réelles et courbes ajustées, en raison de l'importance prise alors par les débits de Fontaine-l'Évêque, soumis à une loi de probabilité différente.

#### b) DÉBITS CARACTÉRISTIQUES :

Donnons seulement ici les valeurs les plus intéressantes prises par les rapports des deux débits caractéristiques maximum (R=97,26 %, calculé d'après les constantes d'ajustement) et minimum (R=2,74 %).

Quinson : année : 15,4;

Saisons : Pr. : 9,35; Été : 6,30; Aut. : 19,2; Hiv. : 9,05.

Verdon à Allos : 54; Chadoulin à Allos : 14,5  
(influence du lac),

Valeurs extrêmes du bassin :

Jabron : 260; Fontaine-l'Évêque : 4.  
Colostre à St-Martin-de-Brômes (bassin alluvionnaire) : 9,5.

#### c) EXPRESSION GÉNÉRALE DES DÉBITS DU VERDON :

Ce calcul est basé sur les résultats de cinq stations du Verdon, dont les bassins sont compris entre 46,5 km<sup>2</sup> (Allos), et 1.667 km<sup>2</sup> (Quinson).

On observe que :

1° Les cinq courbes de débits classés sont ajustées de façon satisfaisante par la loi de Galton-Gibrat :  
 $z = a \log(q - q_0) + b$ ;

2° Les débits de même probabilité correspondant à chacune de ces stations évoluent linéairement en fonction de  $\log S$  ( $S$  : superficie des bassins), d'où  $q = AS^n$ .

La combinaison de ces relations montre que  $\log A$  et  $n$  sont fonctions linéaires de  $z$  (en négligeant les  $q_0$ ). L'ajustement donne :

$$\log A = 1,063 z - 1,84 \quad n = 1 - 0,17 z$$

D'où l'expression générale des écoulements :

$$Q = e^{1,063z - 1,84} S^{-0,17z + 1} \quad (1) \quad \begin{array}{l} Q : \text{débits en m}^3/\text{s} \\ S : \text{bassin versant en km}^2 \\ z : \text{variable de Gauss} \end{array}$$

Les débits médians ( $z=0$ ) sont exactement proportionnels au bassin versant. Voici les relations  $Q(S)$  correspondant à diverses fréquences :

6 mois (débit médian)	$Q=14,45$	$10^{-3} S$
1 an	$Q=1,50$	$S^{2/3}$
10 ans	$Q=5,81$	$S^{0,581}$
100 ans	$Q=15,6$	$S^{0,515}$
171 ans	$Q=19,3$	$\sqrt{S}$

### E<sub>2</sub>) Débits d'étiage.

On a utilisé les 75 débits minima annuels observés à Quinson de 1874 à 1948, qui s'échelonnent de 5,8 m<sup>3</sup>/s (1948) à 15,1 m<sup>3</sup>/s (1876). Un bon ajustement, obtenu par la loi de Galton, donne :

$$z=5,55 \log(q-2,5) - 4,41$$

(On remarquera que  $q_0$  est inférieur au minimum de 2,6 m<sup>3</sup>/s observé à Fontaine-l'Évêque.)

On déduit de cette loi les débits minima du Verdon à Quinson, correspondant à diverses fréquences, et notamment : 3,4 l/s/km<sup>2</sup> pour  $T=100$  ans, 31 l/s/km<sup>2</sup> pour  $T=1.000$  ans.

Le minimum annuel le plus fréquent est de 8,2 m<sup>3</sup>/s.

Le minimum observé en 1945 aurait une fréquence de 50 années.

### E<sub>3</sub>) Débits de crue.

#### a) PROBABILITÉS À QUINSON :

L'étude statistique des débits de crue est basée sur les valeurs maxima observées pendant les 75 années 1873-1947 (antérieures à l'existence du réservoir de Castillon).

Rappelons que les débits de crue ont été rectifiés (voir étude du tarage de la station). Le graphique de répartition des crues maximales annuelles fait apparaître deux périodes : septembre-janvier (origine pluviale, fréquence maximum en novembre), et février-juin (origine pluvio-nivale, fréquence maximum en mai). Les

maxima annuels ne se sont jamais produits en juillet-août.

Ces deux séries de crues ne satisfaisant vraisemblablement pas aux mêmes lois de probabilité, leur étude statistique a été séparée.

Le meilleur ajustement des 75 valeurs maximum d'automne est obtenu avec la loi de Gumbel qui conduit à :

$$Q=200+180 y \quad (\text{probabilité : } S=e^{-y^2})$$

qui tend vers l'expression :

$$Q=200 (1+2,07 \log T) \quad (2)$$

$T$  : Période de retour en années

Tandis que pour les crues de printemps, seule la loi de Galton a donné un ajustement acceptable :

$$z=2,77 \log q - 6,26$$

d'ailleurs assimilable à :  $Q=360 \log T$  (3).

#### b) EVOLUTION EN FONCTION DU BASSIN VERSANT :

On a vu que l'expression (1) donnait une variation en fonction de  $S$  très voisine de la puissance 1/2 pour les longues périodes de retour. C'est cette loi d'évolution qui a été introduite dans les expressions (2) et (3) ci-dessus, et finalement on obtient, pour l'ensemble du bassin, les deux expressions suivantes :

Automne... $Q=4,90\sqrt{S}(1+2,07 \log T)$	$T$ en années
Printemps... $Q=8,82\sqrt{S} \log T$	$S$ en km <sup>2</sup>
	$Q$ en m <sup>3</sup> /s

(4)

Nous pensons que, pour les périodicités de l'ordre de quelques dizaines d'années, les expressions (1) et (4) sont également applicables (la première donne des moyennes journalières, les autres des valeurs de pointes). Vérification a été faite pour la crue de 1926, de périodicité 25 ans, et mesurée à Thorame et Quinson.

Pour les fréquences plus faibles, seules sont valables les expressions (4), basées sur les théories des valeurs extrêmes.

## F) TRANSPORTS SOLIDES

### F<sub>1</sub>) Substances dissoutes.

Des prélèvements faits dans les diverses zones du bassin ont conduit à les évaluer à :

- 310 t/km<sup>2</sup>/an pour l'Artuby;
- 250 t/km<sup>2</sup>/an pour le Verdon à Quinson;
- 220 t/km<sup>2</sup>/an pour le Verdon au confluent.

### F<sub>2</sub>) Transports en suspension.

A Quinson, la turbidité spécifique peut être évaluée,

d'après les tonnages annuellement enlevés du canal d'Aix, à 240 g/m<sup>3</sup>, ce qui donne une dégradation spécifique de 160 t/km<sup>2</sup>/an (à titre de comparaison, celle de la Durance à Mirabeau est de 960 t/km<sup>2</sup>/an).

### F<sub>3</sub>) Transports par charriage.

D'après les levées effectuées, à diverses époques, sur le remous solide du barrage de Quinson, ils peuvent être évalués à : 30 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/an.

## IV. — RESSOURCES DU BASSIN. — UTILISATION DES EAUX

La monographie est terminée par un historique des anciens projets et des réalisations concernant les utilisations agricoles, urbaines et hydroélectriques des eaux, la description des aménagements existants et l'examen succinct des divers projets actuellement à l'étude : canal de Provence, barrage de Sainte-Croix, utilisation du lac d'Allos.

Actuellement, les principales utilisations correspondent :

- Au canal d'Aix-en-Provence, qui prélève en moyenne 3,2 m<sup>3</sup>/s à Quinson;
- Aux aménagements hydroélectriques de Castillon : barrage de hauteur 104 m, créant un réservoir de 150 millions de m<sup>3</sup>, et de Chaudanne : barrage de 72 m, terminé en 1953.

On a établi les principales modifications apportées au régime des eaux par ces aménagements.