



HAL
open science

Contribution à l'étude hydrologique du bassin de l'Isère - Alpes françaises

Jean Paul Vacher

► **To cite this version:**

Jean Paul Vacher. Contribution à l'étude hydrologique du bassin de l'Isère - Alpes françaises. Hydrologie. Université de Bordeaux 1, 1971. Français. NNT: . tel-00749673v2

HAL Id: tel-00749673

<https://theses.hal.science/tel-00749673v2>

Submitted on 20 Aug 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



GEOLOGIE GRENOBLE UJF



D 050 033379 5

VACHER (J.P)
2

D'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR

N° d'ordre : 915

7 JUIN 1977

THÈSE

PRÉSENTÉE

A L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX I

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR EN SCIENCES DE LA TERRE

(MENTION HYDROGÉOLOGIE)

PAR

Jean-Paul VACHER

Maître es Sciences

Contribution à l'étude hydrologique du bassin de l'Isère.

TOME I

soutenue le 17 décembre 1971, devant la Commission d'Examen :

MM. J. AUROUZE, Professeur.....	Président
H. SCHOELLER, Professeur honoraire.....	} Examineurs
J. FLANDRIN, Professeur à l'Université de Lyon I.....	
J. MARGAT, Adjoint au Directeur du Service Géologique National...	

— 1971 —

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 et MÉDIAS B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 21 - Fax 04 76 51 40 50
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

25 AOÛT 2003

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

3^{me} CYCLE
D'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR

N° d'ordre : 915

THÈSE

PRÉSENTÉE

A L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX I

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR EN SCIENCES DE LA TERRE

(MENTION HYDROGÉOLOGIE)

PAR

Jean-Paul VACHER

Maître es Sciences

Contribution à l'étude hydrologique du bassin de l'Isère.

TOME I

soutenue le 17 décembre 1971, devant la Commission d'Examen :

MM. J. AUROUZE, Professeur.....	Président
H. SCHOELLER, Professeur honoraire.....	} Examineurs
J. FLANDRIN, Professeur à l'Université de Lyon I.....	
J. MARGAT, Adjoint au Directeur du Service Géologique National...	

— 1971 —

10152156

AVANT - PROPOS

Il est bien rare qu'une publication représente le travail d'un seul et ces quelques pages ne font pas exception à la règle. C'est pourquoi je tiens à associer à cette thèse tous ceux qui en ont permis ou facilité la rédaction, aussi bien par leur travail que par leurs conseils ou simplement leur amitié.

Tout d'abord, je remercie :

Monsieur J. AUROUZE, Professeur à l'Université de Bordeaux I, Directeur du Centre d'Hydrogéologie, Président de mon jury d'examen, qui a eu l'amabilité de guider mes recherches avec intérêt et souvent indulgence.

Monsieur H. SCHOELLER, Professeur honoraire à l'Université de Bordeaux, membre du jury, qui, après m'avoir dispensé son enseignement, a bien voulu me confier ce sujet et en suivre la préparation avec attention.

Monsieur J. FLANDRIN, Professeur au Département des Sciences de la Terre à l'Université de Lyon I, membre du jury, qui par son enseignement de la géologie appliquée, m'a amené jusqu'à cette thèse de troisième cycle.

Monsieur J. MARGAT., Ingénieur en Chef au Bureau de Recherches Géologiques et Minières, membre du jury, dont la compétence et les conseils m'ont été précieux tout au cours de ce travail.

Monsieur G. LIENHARDT, Chef du Service géologique régional JURA-ALPES, qui m'a toujours témoigné la plus grande confiance lors du stage que j'ai effectué dans son service.

Je tiens à remercier :

La Direction Générale du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, la Direction du service géologique national, particulièrement Monsieur G. CASTANY et Monsieur J. RICOUR qui, en m'accueillant au service régional JURA-ALPES, m'ont permis de réaliser ce travail.

Monsieur L. MONITION, Ingénieur au Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Chef du Département de géologie de l'aménagement et Madame O. DELAROZIERE-BOUILLIN Ingénieur au même département, qui m'ont fait bénéficier de leur expérience.

Tous les ingénieurs du Service géologique régional JURA-ALPES, spécialement Madame M.J. LIENHARDT, Messieurs J.J. COLLIN, A. PACHOUD et D. ROUSSELOT auxquels cette thèse doit beaucoup.

Plusieurs organismes m'ont aimablement communiqué des documents et de nombreux renseignements sans lesquels cette étude n'aurait pu se faire.

Le Service météorologique métropolitain, région Centre-Est qui m'a accueilli au Centre météorologique régional de Lyon-Bron, ainsi que le Service climatologique du Secrétariat à l'aviation civile du Ministère des transports.

Le Service régional de production hydraulique de la Division technique générale à l'Electricité de France à Grenoble, de même que

le Centre régional de prévisions à Lyon.

La Société Hydrotechnique de France.

La Direction Départementale de l'Équipement et le Service d'Aménagement de l'Isère.

La Compagnie Nationale du Rhône.

Le Laboratoire de Géologie de l'Institut Dolomieu à Grenoble.

Le Centre d'Études Techniques et de Recherches Technologiques pour l'Agriculture, les Forêts et l'Équipement Rural à Saint Martin d'Hères.

L'Institut de Géographie Alpine.

Le Laboratoire de Monsieur le Professeur P. OZENDA et celui de Monsieur le Professeur C.P. PEGUY à Saint Martin d'Hères.

Je remercie vivement toute l'équipe du Service Géologique Régional JURA-ALPES pour son efficace et amicale collaboration :

Monsieur J.F. RIEUX dessinateur, Madame F. MEZIERES documentaliste, Madame M. ALIBERT, Madame C. AUBRIOT, Mademoiselle P. COI, Mademoiselle R. DEBIESSE secrétaires, Monsieur A. VIOT programmeur et Monsieur C. ROGGEMAN tireur de plans.

Je ne saurais oublier tous les amis qui, tant à Lyon qu'au Centre d'Hydrogéologie de Bordeaux, m'ont entouré d'une sympathie précieuse.

A tous, je dédie cette thèse qui est un peu la leur

ERRATA

Page 14	9eme ligne	lire et 612 h. t.
Page 27	25eme ligne	lire <u>graphique 452</u> p. 57
Page 50	dernière ligne	lire <u>photo 43</u>
Page 60	dernière ligne	lire des précipitations (à la p.28)
Page 64	29eme ligne	lire parabolique décroissant vers 0
Page 71	21eme ligne	lire $Q/P = - 38,0.10^{-4} t^2$
Page 80	11eme ligne	lire la carte 612 h.t.,
Page 91	avant dernière ligne	lire $T = - 5,0.10^{-3} h + 12,4$

R E S U M E

Objet :

Etude climatologique, hydrologique et géologique des bassins versants composants, afin d'estimer le rôle respectif des facteurs précipitations, température et lithologie dans la valeur de l'écoulement.

Résultats :

Etablissement d'une relation statistique entre écoulement moyen, précipitations planimétrées et température moyennes annuelles. Interprétation des écarts importants en fonction de la lithologie ou de la glaciologie. Comparaison avec les résultats acquis par d'autres méthodes.

Cette relation permet d'estimer l'écoulement moyen annuel d'un bassin non jaugé. A partir de la valeur obtenue, il est possible de connaître l'écoulement mensuel moyen probable, en lui appliquant les coefficients mensuels de débit connus pour des bassins "étalons".

TABLE DES MATIERES

1 - INTRODUCTION	9

2 - DONNEES GENERALES ; DESCRIPTION DU BASSIN DE L'ISERE	9

21 - LIMITES ET SUPERFICIE	9
22 - COUVERTURE CARTOGRAPHIQUE	11
221 - <u>Cartes topographiques</u>	11
222 - <u>Cartes géologiques</u>	11
223 - <u>Carte hydrogéologique</u>	11
224 - <u>Cartes de la chimie des eaux souterraines</u>	11
225 - <u>Cartes de la végétation</u>	12
23 - CADRE ADMINISTRATIF	12
24 - REGIONS NATURELLES	12
25 - VEGETATION	14
251 - Végétation naturelle	14
252 - Cultures	15
26 - COMMUNICATIONS	15
27 - HABITAT	16
28 - ENERGIE ET INDUSTRIE	17
29 - TOURISME	18
3 - CLIMATOLOGIE	19

31 - SOURCES DE DOCUMENTATION	19
32 - VENTS ET PRESSION ATMOSPHERIQUE	19
321 - <u>Vents</u>	19
322 - <u>Situations barométriques</u>	20

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

25 AOUT 2003

33 - PRECIPITATIONS	21
331 - <u>Equipement du bassin en postes pluviométriques</u>	21
3311 - <u>Densité du réseau</u>	21
3312 - <u>Emplacement des postes</u>	21
332 - <u>Fiches pluviométriques</u>	22
333 - <u>Précision des mesures, tracé des isohyètes</u>	22
334 - <u>Comparaison avec les périodes précédentes</u>	22
335 - <u>Répartition géographique des précipitations</u>	24
336 - <u>Précipitations et altitude</u>	24
3361 - <u>Coupe dans les isohyètes</u>	26
3362 - <u>Précipitations par bassins</u>	27
337 - <u>Précipitations et surface réceptrice</u>	27
338 - <u>Régime des précipitations</u>	29
3381 - <u>Années de précipitations extrêmes</u>	29
3382 - <u>Risques de fortes précipitations suivant la saison</u>	29
3383 - <u>Répartition saisonnière</u>	30
3384 - <u>Répartition mensuelle</u>	30
34 - BRUMES ET BROUILLARD	33
341 - <u>Humidité relative et absolue de l'air</u>	33
342 - <u>Apports occultes</u>	34
35 - NEIGE	34
351 - <u>Coefficient de nivosté</u>	34
352 - <u>Mesure quantitative</u>	35
353 - <u>Coefficient nivométrique</u>	35
354 - <u>Répartition géographique, enneigement</u>	36

355 - <u>Durée du manteau neigeux, névés</u>	36
356 - <u>Année hydrologique</u>	37
357 - <u>Alimentation des glaciers</u>	37
358 - <u>Influence sur la température du sol</u>	38
359 - <u>Influence sur l'infiltration des pluies</u>	38
36 - INSOLATION	38
37 - TEMPERATURE	39
371 - <u>Equipement du bassin</u>	39
372 - <u>Présentation et analyse des données</u>	39
373 - <u>Exemple de fiche de température</u>	39
374 - <u>Gradient vertical moyen mensuel et altitude de l'isotherme 0 degré C</u>	39
375 - <u>Gel et fortes températures en fonction de l'altitude</u>	41
376 - <u>Evolution des moyennes mensuelles</u>	41
377 - <u>Amplitude des variations de température</u>	42
378 - <u>Température moyenne annuelle, altitude et latitude</u>	42
379 - <u>Comparaison avec les périodes précédentes</u>	44
38 - EVAPOTRANSPIRATION	44
381 - <u>Evapotranspiration "réelle" calculée</u>	44
3811 - <u>Formule de Turc annuelle</u>	44
3812 - <u>Formule de Turc mensuelle, basée sur l'insolation</u>	45
3813 - <u>Formule de Thornthwaite</u>	45
3814 - <u>Formule de Penman</u>	46
382 - <u>Evaporomètre Piche</u>	46
39 - CONCLUSION	46

4 - HYDROLOGIE DE SURFACE	48
=====	
41 - DESCRIPTION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE	48
42 - EVOLUTION HYDROGRAPHIQUE SUPERFICIELLE	49
43 - GLACIERS	50
431 - <u>Ampleur des surfaces englacées</u>	51
432 - <u>Exemple de bilan d'un glacier</u>	51
44 - EQUIPEMENT EN STATIONS DE JAUGEAGE	52
45 - DEBITS DES COURS D'EAU	52
451 - <u>Régime de l'Isère et de ses affluents</u>	54
4511 - <u>Fiches de débits</u>	54
4512 - <u>Débits mensuels</u>	54
4513 - <u>Régimes des cours d'eau</u>	55
4514 - <u>Ecoulements moyens annuels</u>	55
4515 - <u>Année moyenne</u>	55
4516 - <u>Comparaison avec les périodes précédentes</u>	55
4517 - <u>Conclusion</u>	56
452 - <u>Volumes écoulés et surfaces réceptrices</u>	56
4521 - <u>Cas des bassins karstiques</u>	56
4522 - <u>Débits propres des bassins versants partiels</u>	58
453 - <u>Modules spécifiques d'écoulement et altitude</u>	60
5 - BILANS DES BASSINS VERSANTS	62
=====	
51 - ETABLISSEMENT DES BILANS	62
52 - DEFICIT D'ECOULEMENT	64
521 - <u>Déficit d'écoulement et altitude</u>	64

522 - <u>Incertitude absolue possible sur le déficit d'écoulement constaté</u>	66
523 - <u>Comparaison avec les résultats de Coutagne et de Lugeon</u>	67
524 - <u>Comparaison avec les formules d'Evapotranspiration</u>	67
525 - <u>Écoulement, déficit d'écoulement et facteurs climatiques</u>	69
526 - <u>Bilan des bassins fortement englacés</u>	75
6 - <u>ROLE JOUE PAR LA LITHOLOGIE DES BASSINS</u>	76

61 - GRANDS TYPES DE TERRAINS SUIVANT LEUR RESISTANCE A L'ÉCOULEMENT DE L'EAU	77
611 - <u>Description et classification</u>	77
612 - <u>Etablissement d'une carte schématique</u>	79
62 - INFLUENCE DE LA LITHOLOGIE SUR LA VALEUR DE L'ÉCOULEMENT	80
621 - <u>En général, limites de la méthode</u>	80
622 - <u>Cas particulier des bassins versants en secteur karstique</u>	80
63 - INFLUENCE SUR LE RÉGIME DES COURS D'EAU	81
631 - <u>Régime mensuel moyen</u>	81
632 - <u>Régime mensuel</u>	82
633 - <u>Géologie et tarissement en période non influencée</u>	84
6331 - <u>Tarissement simultané de plusieurs bassins représentatifs</u>	84
6332 - <u>Cas d'un bassin karstique</u>	85
7 - <u>CONCLUSIONS GÉNÉRALES</u>	86

8 - <u>BIBLIOGRAPHIE</u>	92

LISTE DES CARTES, FIGURES
ET TABLEAUX

			Page
Carte	21 a	Situation et hypsométrie du bassin de l'Isère	10
Figure	24	Bassin de l'Isère. Hydrographie et bassins composants	13
Tableau	334 k	Bassin de l'Isère. Comparaison des précipitations moyennes annuelles de différentes périodes	23
Carte	335	Bassin de l'Isère. Carte d'isohyètes de l'année moyenne (1963-1967)	25
Figure	3362	Précipitations moyennes annuelles (1963-1967) sur les différents bassins en fonction de leur altitude moyenne.	28
Figure	3383 a	Régime des précipitations saisonnières (1963-67)	31
Carte	3384 f	Zones d'égal régime des précipitations (1963-1967)	32
Tableau	374 b	Températures moyennes et gradients mensuels (63-67)	40
Figure	378 b	Bassin de l'Isère. Température moyenne annuelle (1963-1967) aux diverses stations, en fonction de leur altitude	43
Figure	39	Bassin de l'Isère. Evolution des principales mesures climatologiques de 1963 à 1967	47
Figure	44 b	Bassin de l'Isère. Schéma du réseau hydrographique et stations de jaugeage.	53
Figure	452	Bassins de l'Isère. Précipitations et volumes écoulés des bassins en fonction de leur superficie (1963-1967)	57
Figure	4522	Incertitude relative possible sur le débit propre d'un bassin partiel en fonction du rapport entre le débit entrant et le débit sortant	59
Figure	453	Bassin de l'Isère. Lamme d'eau moyenne écoulée (1963-1967) en fonction de l'altitude moyenne des bassins versants	61
Figure	51	Schéma d'un bassin versant.	62
Figure	521 c	Bassins de l'Isère. Déficit d'écoulement (1963-1967) en fonction de leur altitude moyenne	65
Figure	524 b	Bassins de l'Isère. Evapotranspiration réelle et déficit d'écoulement (1963-1967) par les différentes méthodes reportés en fonction de l'altitude	68

			Page
Figure	<u>525</u> a	Bassin de l'Isère. Coefficient d'écoulement (1963-1967) en fonction de l'altitude moyenne	70
Figure	<u>525</u> b	Relation entre le déficit d'écoulement constaté les précipitations et la température moyenne	72
Figure	<u>525</u> c	Abaque donnant le déficit d'écoulement annuel en fonction des précipitations et de la température moyenne	74
Figure	<u>631</u> a	Coefficients mensuels de débit (1963-1967) et altitude moyenne	83
Tableaux		Eléments des bilans hydrologiques moyens annuels (1963-1967)	89 90 91

Les figures jointes au texte ont leur numéro souligné, les autres sont en annexe.

Carte 612 h.t. carte schématique montrant les ensembles lithologiques et leur type d'écoulement.

1 - INTRODUCTION
=====

Les grandes quantités d'eau qui transitent par le bassin de l'Isère ont depuis très longtemps préoccupé les riverains des cours d'eau qui ont dû se garantir contre les risques de crues. Ensuite l'énergie que peuvent fournir ces masses liquides lors de leurs parcours jusqu'au Rhône a pu être utilisée. Actuellement les débits disponibles et leur qualité déterminent l'implantation des agglomérations nouvelles ainsi que l'extension de l'industrie et du tourisme, principales ressources des zones montagneuses.

La très forte hétérogénéité des terrains ainsi que la multitude des situations et des expositions, aussi bien en altitude qu'en latitude, font du bassin de l'Isère un champ d'investigation privilégié où la plupart des phénomènes climatiques et hydrogéologiques interviennent avec plus ou moins d'importance : glace, neige, évapotranspiration, rétention, éboulis, alluvions, végétation, karst, gypse...

Le présent travail tente d'apporter une contribution à l'évaluation de ces divers phénomènes. Il a été volontairement limité aussi bien pour la partie climatologique que pour l'hydrologie de surface, à une période précise de cinq ans (1963-1967) intervalle de temps suffisamment proche pour que l'on dispose de la plus grande quantité de données homogènes. Chaque fois que cela est possible on compare les résultats obtenus avec ceux de périodes précédentes. L'étude climatologique et hydrologique du Bassin de l'Isère permet d'individualiser des zones que l'étude lithologique et structurale précisera.

2 - DONNEES GENERALES - DESCRIPTION
=====

21 - SITUATION, LIMITES, SUPERFICIE

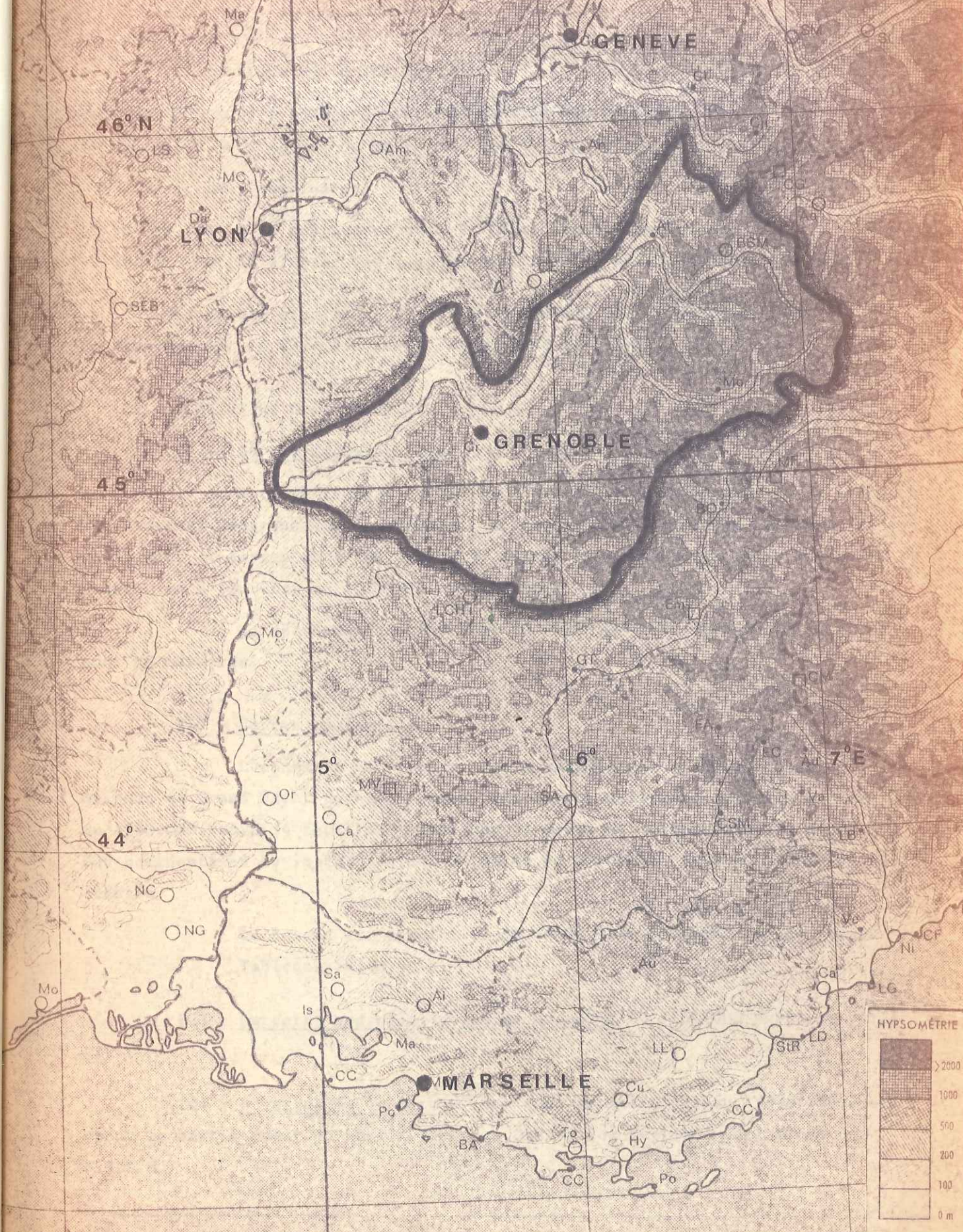
Avec une superficie de 11 860 km² soit environ 1/46 de la surface de la France, le bassin de l'Isère représente à sa confluence avec le Rhône le 1/5 du bassin de ce dernier (Voir carte 2).

Le bassin versant de l'Isère a une altitude moyenne de 1 510 mètres, mais très variée dans le détail puisque l'on passe de 119 mètres à Bourg les Valence à plus de 4 100 mètres à la barre des Ecrins. La tranche d'altitude la plus fréquente est de 1 000 à 1 500 mètres (carte 21 a et graphique 21 b).

.../...

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

BASSIN VERSANT DE L'ISERE



ÉCHELLE AU 1/1500 000 AU 45^{ÈME} PARALLÈLE

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

Il se situe entre les latitudes :

45° 55' 20" Nord à la Grande Forclaz (chaîne des Aravis)

44° 36' 32" Nord au col de Manse au Nord de Gap

et les longitudes :

4° 50' 10" Est à la confluence avec le Rhône (Bourg les Valence)

7° 11' 5" Est au glacier des sources de l'Arc (frontière franco-italienne)

La partie étudiée se limite à 11 320 km² car la station-usine de Pizançon est la dernière sur l'Isère avant le Rhône.

22 - COUVERTURE CARTOGRAPHIQUE

221 - Cartes topographiques

A titre indicatif, la liste des cartes topographiques de l'Institut National Géographique qui couvrent le bassin est donnée aux tableaux 221 a et b, soit 11 cartes au 1/100.000 ou 34 cartes au 1/50.000 qui sont découpées chacune en 8 feuilles au 1/20.000 ou 1/25.000.

Le découpage des feuilles au 1/200.000 est différent, 6 cartes sont nécessaires.

222 - Cartes géologiques

L'ensemble est couvert par 3 feuilles au 1/320.000: Lyon, Avignon et Grand Saint Bernard - Nice. Les cartes utilisées sont les cartes au 1/80.000 -soit 14 feuilles- ainsi que la carte de la géologie des Alpes Sud occidentales de la Faculté des Sciences de Grenoble, échelle 1/200.000 (1) inédite.

Le bassin est partiellement couvert au 1/50.000 par 11 cartes.
Tableaux 222 a et b.

223 - La carte hydrogéologique de Grenoble au 1/50.000 vient de paraître.

224 - 6 cartes de la chimie des eaux souterraines au 1/100.000 couvrent la partie ouest du bassin (Service Géologique Régional Jura-Alpes du B.R.G.M.)

(1) Je tiens à remercier ici Monsieur le Professeur J.DEBELMAS qui m'a confié la minute originale de cette carte.

225 - Cartes de la végétation

Avec les documents pour la carte de végétation des Alpes, on dispose de plusieurs feuilles pour cette étude.

1/20.000 carte écologique des formations riveraines de l'Isère (secteur de l'Echaillon).

1/75.000 Moyenne Tarentaise

1/400.000 Alpes Sud Occidentales

23 - CADRE ADMINISTRATIF

En totalité français, le bassin de l'Isère est situé sur 5 départements: la partie nord-est de la Drôme, le département de l'Isère sauf sa partie nord, la Savoie dans sa totalité, la Haute-Savoie dans sa partie sud et la partie nord ouest des Hautes Alpes.

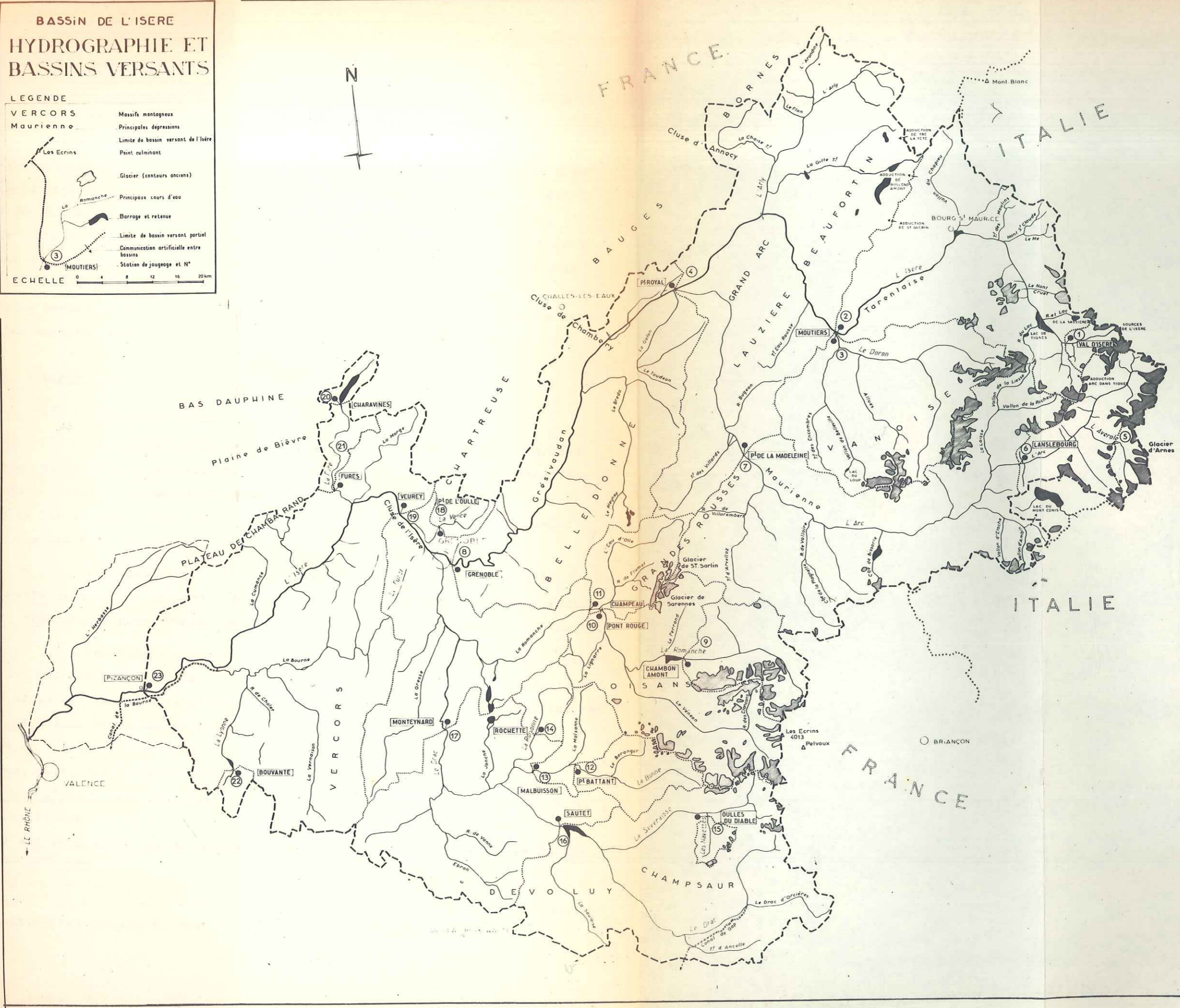
Il se trouve presque totalement dans la région Rhône-Alpes à l'exception des deux apophyses des Hautes-Alpes (Drac et Romanche supérieurs) qui dépendent de la circonscription régionale Provence-Côte d'Azur. Tout le bassin dépend de la circonscription électrique S.E en matière hydraulique (1)

24 - REGIONS NATURELLES

Situé entre la vallée du Rhône et la crête frontière franco-italienne, le bassin de l'Isère couvre plusieurs régions naturelles des Alpes occidentales françaises qui correspondent pour la plupart à des unités structurales. Les principaux ensembles s'ordonnent de part et d'autre de l'arc cristallin central formé par les massifs du Pelvoux puis de Belledonne - Grandes Rousses, Grand Arc, - Lauzière et Beaufortin jusqu'à l'extrémité sud du massif du Mont-Blanc.

A l'Ouest, après la large échancrure du sillon alpin qui forme gouttière au pied de ces reliefs, la succession des chaînes subalpines plissées prend une disposition semblable, en arc, depuis le Dévoluy avec Vercors, Chartreuse, Bauges, et Bornes vers le Nord. Trois cluses transversales séparent ces derniers massifs. Seule celle de l'Isère est empruntée par une grande rivière. Enfin à l'Ouest du Vercors, on quitte le domaine alpin proprement dit ; après les terrasses valentinoises au Sud, puis celles de la basse Isère, le plateau de Chambarrand précède les collines du Bas Dauphiné dont il est séparé par les terrasses de la Bièvre.

(1) adresse : 3 rue de la Liberté - 38 GRENOBLE.



tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

A l'Est de l'axe cristallin, l'autre moitié du bassin, bien que plus complexe, conserve la même disposition arquée. Au-delà d'une bande de terrains sédimentaires de couverture, on aborde la région des Alpes internes : c'est le pays des nappes, à l'Est du chevauchement Pennique frontal. On rencontre, après la zone du Flysch de la région des Aiguilles d'Arves qui se réduit localement au niveau du Pelvoux, une étroite ligne de gypse qui précède la zone houillère briançonnaise plus étendue. Cette zone est alors chevauchée par les terrains permo-houillers de la Vanoise, recouverts à leur tour à l'extrême Est par les schistes lustrés, à la limite du bassin (voir cartes 24 et 612).

25 - VEGETATION

251 - Végétation naturelle

La végétation naturelle, excepté sur les sommets et les pentes abruptes où sa densité est minime, occupe la presque totalité de la superficie du bassin. Pendant les périodes passées, l'intervention humaine s'est surtout traduite par un déboisement (pour le chauffage, le bois de mine et le papier), ainsi les prairies ont été développées.

L'établissement d'une "population végétale" naturelle suit les impératifs climatiques et dans l'optique hydrogéologique nous pouvons schématiser sa répartition sommairement suivant l'altitude et les grands types de terrain

Les basses vallées sont occupées par le chêne pubescent ou, lorsqu'elles ont des alluvions aquifères, par des phréatophytes telles que saule, frêne et aulne blanc. Leurs flancs jusqu'au voisinage de 800 mètres sont favorables aux chênes pubescent et sessile. A plus haute altitude, les étages montagnards et subalpins comportent des feuillus (hêtre) et des résineux variés (sapins, pins, puis mélèze) alternant avec des prairies jusqu'à 1 800 mètres alors que l'aulne vert peut vivre jusqu'à 2 000 m sur des versants nord humides ; ailleurs il est remplacé par les landes à genévrier nain ou à rhododendron. Puis c'est le domaine des paturages qui se résume dans l'étage alpin en "pelouses" au-delà de 2 300 m.

L'altitude maximale où l'on rencontre les derniers arbres présente une dissymétrie marquée suivant l'exposition des versants ; ubac et adret.

La végétation alpine qui est extrêmement riche dans son détail, se caractérise surtout par la courte durée de sa période active. De nombreuses espèces ont des formes de résistance ou des réserves : feuilles charnues de la joubarbe, plantes en coussinets ou à forte pilosité.

Plus de la moitié du territoire est occupée par une végétation herbacée ou peu élevée alors que moins de 40 % restent à la forêt qui dispose de profondes racines.

252 - Cultures

La durée réduite de la saison chaude et la faible part laissée aux terres labourables, font que les cultures sont peu développées. Seules quelques variétés de céréales sélectionnées ont le temps de mûrir. Les fourrages sont nécessaires en grande quantité pour permettre au bétail d'attendre la fonte des neiges qui libérera les alpages.

Les vallées alluviales sont plus favorables aux cultures maraîchères mais leurs secteurs inondables ne sont plantés que de peupliers. Les parties drainées permettent la polyculture. On peut citer la culture du tabac dans la combe de Savoie et le Grésivaudan.

Les premiers contreforts montagneux sont occupés par des vergers et la vigne a pu être établie au pied de la Chartreuse, de Grenoble à Chapareil-lan, ainsi que dans le canton de Montmélian, et en Tarentaise où, comme à Moutiers, on la rencontre jusqu'à 900 m d'altitude, de même qu'en Maurienne près de Saint Jean.

26 - VOIES DE COMMUNICATION

Dans le bassin de l'Isère, la population se trouve principalement rassemblée dans les vallées plus abritées qui constituent des voies de communication naturelles. Ainsi les vallées de l'Isère, l'Arc, la Romanche et l'Arly ont un trafic ferroviaire et routier en augmentation constante. Les autoroutes A 41, A 43 et A 48 jusqu'à Modane contribueront à faciliter les échanges entre cette région, le reste du pays et l'Italie.

Les principaux axes sont :

- Entre Valence et Grenoble suivant l'Isère puis jusqu'à Albertville et Annecy (rail et route) ou Saint Gervais (route).
- Entre Lyon et Grenoble par la cluse de l'Isère (rail et route).

.../...

- Entre Genève et Grenoble par la cluse de Chambéry (rail et route)
- Entre Turin et Grenoble soit par le tunnel ferroviaire de Fréjus, soit par le col du Mont Cenis (route) et la Maurienne.
- Entre Grenoble et le Sud par le col de Lus la Croix Haute (rail et route) par le col du Lautaret et Briançon (route), ou par le col Bayard (route)
- Entre Grenoble et l'Italie par le petit Saint Bernard (route), le train desservant seulement Bourg Saint Maurice.

Le tunnel routier de Fréjus entre Bardonnèche et Modane est un projet en voie de réalisation qui ouvrira une autre porte vers l'Italie.

Les aérodromes principaux situés dans les secteurs de faible altitude comme celui de Grenoble - Saint Geoirs ou celui de Chambéry, sont complétés en montagne par des aires d'atterrissage de plus en plus nombreuses à proximité des stations de sports d'hiver : Alpe d'Huez, les Arcs, Chamrousse, Courchevel, Deux Alpes, Méribel, la Plagne, Val d'Isère - Tignes.

Les cours d'eau ne sont pas utilisables pour la navigation.

27 - HABITAT

Les Alpes sont parmi les montagnes les plus "civilisées" car les grandes vallées ont permis à l'homme de s'y établir depuis fort longtemps.

L'agglomération principale, Grenoble est au pied de la Chaîne et compte en 1968, 332 400 habitants ; vient ensuite Chambéry avec 75 467 habitants puis Romans sur Isère 42 907, suivi de Voiron 26 222, Albertville 17 651, St Marcellin 10 021. Le taux d'accroissement de 1962 à 1968 varie de 27 % à Grenoble à 12 % à St Marcellin.

Les agglomérations plus internes sont de moyenne importance et n'atteignent pas 10 000 habitants ; Ugine 6 359, La Mure 6 047, St Jean de Maurienne 5 231, Modane 4 679, Moutiers 3 717 et Bourg d'Oisans 1 500.

De 1962 à 1968 les cantons dont la population a augmenté de plus de 9 % sont situés dans les basses vallées ; Romans, Rives, Voiron, Sassenage, Grenoble, Vif, Goncelin, Montmélian, Chambéry, Villard de Lans, Albertville, Faverges, Bourg St Maurice, Lanslebourg, Modane.

Les zones déficitaires de plus de 8 % sont celles du Sud : la Chapelle en Vercors, Monestier de Clermont, Clelles, Mens, Corps, Valbonnais.

28 - ENERGIE ET INDUSTRIE

Après avoir utilisé l'énergie fournie par le charbon (La Mure et le Briançonnais), l'industrie a été rapidement développée par l'exploitation de la houille blanche. Les techniques de l'énergie hydraulique ayant vu le jour aux abords de Grenoble ont été rapidement appliquées dans toutes les vallées du Bassin de l'Isère à tel point que les sites de barrage intéressants sont plus rares et que leur aménagement est lié à l'évolution des conditions économiques

La vallée du Drac est un cas de cours d'eau pratiquement équipé dans sa totalité.

Actuellement, après la réalisation du grand réservoir du Mont Cenis, il reste encore des possibilités dans le perfectionnement de l'utilisation de l'eau disponible. Ainsi en collectant de nombreux torrents à haute altitude ou au front des glaciers et en amenant par conduites, galeries à faible pente ou par pompage ces eaux dans un bassin versant voisin qui dispose d'un site à grand réservoir proche d'une très forte dénivellation, on peut produire une quantité considérable d'énergie.

Tel est le projet de Grand'Maison sur l'Eau d'Olle qui permettra de turbiner les eaux de l'Oisans au pied de Belledonne.

On peut aussi améliorer le rendement par recyclage de l'eau par pompage de nuit.

Il existe déjà plusieurs communications artificielles entre des affluents de l'Isère (Roselend), comme entre l'Arc et l'Isère (Val d'Isère, Aigueblanche), d'autres sont prévues (St Jean de Maurienne - le Cheylas).

Dans son ensemble, le bassin de l'Isère produit en année moyenne plus de 10 milliards de kwh.

Les réservoirs de montagne ont un intérêt certain puisque en retenant les forts débits à la fonte des neiges, ils emmagasinent de grandes quantités d'eau qui fournissent instantanément l'énergie d'appoint nécessaire pendant l'étiage alors que les usines au fil de l'eau ou thermiques deviennent insuffisantes. On obtient de ce fait une régularisation annuelle des débits. L'énergie hydroélectrique a aussi comme avantage de n'entraîner aucune pollution, ni par fumées ni par déchets.

.../...

Les industries grandes consommatrices d'énergie (électrochimie, ferro-alliages ...) sont nombreuses dans les vallées, même les plus reculées car elles se sont établies sur les lieux de production d'électricité. Maintenant que le transport du courant peut se faire sous très haute tension sans trop de déperdition, la tendance est à une implantation beaucoup plus proche du lieu d'extraction (gisements de bauxite pour l'aluminium par exemple) pour réduire le transport des matériaux bruts.

Si l'industrie des grandes vallées a besoin d'eau pour l'énergie, elle en consomme également beaucoup pour la transformation des matières premières ; c'est le cas en particulier des papeteries, tanneries, industries chimiques, alimentaires (boissons, biscuits) et industries lourdes, ce qui ne va pas sans entraîner une pollution certaine.

L'énergie nucléaire qui se développe près de Grenoble demande à son tour de grandes quantités d'eau.

29 - TOURISME

Le tourisme est un facteur déterminant dans l'économie du bassin de l'Isère. La croissance très rapide de la capacité d'accueil des stations de sport d'hiver et leur multiplication sur tous les secteurs où l'enneigement est prolongé rencontrent des limites par suite de la forte demande en eau que cela entraîne. En effet un déplacement de la population vers la montagne pendant la saison froide s'accompagne d'une augmentation spectaculaire de la consommation d'eau. Les plus grands besoins coïncident donc avec la période de plus faible débit des sources et des torrents. Certaines sources que l'on voit importantes en été arrivent à tarir au cours de l'hiver parce que l'alimentation est extrêmement réduite du fait de la présence de la couverture neigeuse. C'est le cas de beaucoup de nappes d'éboulis s'épuisant rapidement. Pour l'instant, dans les Alpes, l'essentiel des espérances d'adduction reste lié à l'eau gravitaire.

Une régularisation des débits par retenues est donc ici aussi souhaitable bien que de réalisation difficile. De toute façon l'utilisation des aquifères devra se faire plus complètement.

.../...

3 - CLIMATOLOGIE

=====

31 - SOURCES DE DOCUMENTATION

L'étude climatologique du bassin de l'Isère a été faite à partir des observations, et des mesures relatives à la période 1963-1967.

Ces observations ont été réunies pour l'ensemble des postes situés sur le bassin ou à sa périphérie ayant fonctionné régulièrement pendant cette période.

Les documents utilisés sont les publications de la Météorologie Nationale, les bulletins des commissions météorologiques départementales ainsi que des documents conservés en archives et non publiés, à la météorologie nationale (1) et au Centre Regional de Prévisions à Electricité de France à Lyon (2).

32 - VENTS ET PRESSION ATMOSPHERIQUE

321 - Vents

L'étude des vents au sol sur l'ensemble du bassin est très peu précise car nous ne disposons pas d'une grande quantité de points de mesure.

Pour Chambéry, Gap, Grenoble, St Etienne de St Geoirs et St Hilaire du Touvet on a pu reproduire graphiquement leur fréquence par direction. (graphiques 321 a et b).

Cette lecture montre tout d'abord qu'il n'y a pas de similitude entre les stations car le principal facteur influençant les directions au sol est l'agencement de l'environnement montagneux. En effet, les stations en pays accidenté sont situées dans les secteurs plats (aérodromes), au fond des vallées ou cluses. Les vents locaux cachent les tendances plus générales puisque les directions primitives sont déviées et canalisées par les reliefs. Une étude comparative des vents à Grenoble et à St Etienne de St Geoirs a montré qu'un vent de SW dans la plaine de Bièvre Valloire correspond à un vent de NW à Grenoble (orientation de la Porte de France), alors que, entre 300 et 1 200 m au dessus de cette dernière station, il passe à Sud Ouest ou même à Sud et que sa vitesse diminue. (3).

(1) Centre météorologique régional, service climatologique, 55 rue Mazenod
69 - LYON 3

(2) E.D.F. Division Technique Générale, Centre régional de prévisions
5 rue des Cuirassiers 69 - LYON 3

(3) MONIN M. (1960)

D'autre part, les différences de température pendant la journée, dues à l'échauffement plus rapide des parties hautes, créent des ascendances sur les sommets qui donnent naissance à des vents diurnes dans les vallées de l'aval vers l'amont : c'est la Brise.

Le phénomène inverse se produit près des glaciers importants ou lorsque la montagne se refroidit plus rapidement que la vallée : c'est la brise de montagne (descendante). C'est pourquoi nous constatons dans les grandes vallées alpines une inclinaison des arbres dans l'axe de la vallée vers l'amont ou l'aval suivant la prédominance de l'un de ces deux phénomènes.

D'une façon plus générale, les vents du Sud sont plus chauds alors que ceux du Nord sont froids (bise d'origine continentale). Le vent chaud et sec "du midi" qui est un flux de Sud Est à Est pendant la saison froide est appelé Föhn. Les vents auxquels sont liées les principales précipitations sont les vents de Sud Ouest, les vents plus froids de Nord Ouest ainsi que la Lombarde.

Le régime de Lombarde, de Sud Est, chaud et humide se fait sentir fréquemment sur le versant oriental de la chaîne des Alpes françaises et amène des précipitations pouvant être très abondantes sur la zone frontalière mais qui ne sont jamais très étendues. Seuls la haute Isère en amont de Val d'Isère, la rive gauche de l'Arc en amont de Modane et le Haut Guil sont intéressés. C'est par régime de Lombarde que ces secteurs sont susceptibles de recevoir leurs plus fortes averses. (1)

322 - Pression atmosphérique

Pour l'ensemble du bassin, la seule façon d'étudier les vents en général est de suivre l'évolution des situations barométriques établies toutes les 3 heures par les services météorologiques. Ces cartes en isobares au sol, ou mieux celles qui représentent les isohypses de la surface à 500 ou 800 mb, ainsi que les cartes des précipitations qui les accompagnent montrent quelques exemples des situations les plus caractéristiques qui apportent des pluies.

Ainsi la figure 322 a montre que les précipitations par régime de Sud-Ouest se produisent plutôt sur la partie Sud du bassin et particulièrement l'Oisans alors qu'un régime Ouest plus franc (fig. 322 b) arrose les premiers reliefs, chaînes subalpines et Belledonne. La figure 322 c représente un régime d'Est typique de Lombarde. (1)

.../...

(1) Grard R., Mathevet P; (1968)

33 - PRECIPITATIONS

331 - Équipement du bassin en postes pluviométriques

La répartition des volumes précipités sur le bassin de l'Isère a été étudiée à partir des relevés pluviométriques journaliers de la Météorologie Nationale et de ceux des nivopluviomètres totaliseurs exploités par Electricité de France.

3311 - Densité du réseau

Sur le secteur étudié, de 1963 à 1967, 183 pluviomètres ont donné des relevés réguliers, 150 sur le bassin lui-même et 33 à sa périphérie ce qui fait une information pour 79 km² en moyenne, soit une densité d'information nettement supérieure à celle obtenue pour l'ensemble de la France.

Avec les nivopluviomètres totaliseurs, on a une information pour 63 km². Cette forte densité du réseau pluviométrique est nécessaire et malgré tout il subsiste en zone montagneuse un manque d'information sur les précipitations à l'intérieur des massifs car les postes sont situés dans les zones habitées.

3312 - Emplacement des postes

Au-dessus de 2 000 mètres, les seuls renseignements nous viennent de nivopluviomètres totalisateurs. Comme cela apparaît sur les cartes en isohyètes, certains secteurs où les courbes sont discontinues restent assez mal connus.

Ces zones ont été extrapolées en tenant compte des différentes hauteurs de précipitations données par des nivopluviomètres qui n'ont pas fonctionné pendant la totalité de la période étudiée, mais qui ont donné pendant plusieurs années des valeurs de précipitations dont le rapport avec les stations voisines est resté assez constant. Ce rapport a permis alors de compléter le réseau pour la période qui nous intéresse. (voir carte 3312).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53

F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

25 AOÛT 2003

.../...

332 - Fiches pluviométriques

La répartition des précipitations a été étudiée à partir de fiches pluviométriques établies pour chaque station. Les valeurs mensuelles et annuelles ainsi que l'année civile moyenne et l'année hydrologique moyenne y figurent.

L'ensemble des données pluviométriques mensuelles utilisées ne figure pas dans ce travail, il est conservé aux archives du S.G.R. Jura-Alpes du B.R.G.M.

Le tableau 332 présente un exemplaire de fiche pluviométrique.

333 - Précision des mesures, tracé des isohyètes

La représentativité des résultats fournis par les pluviomètres en montagne a fait l'objet de nombreuses études et critiques. D'après les mesures faites par le Comité d'études et de documentation nivo-glaciologiques au col de Porte et d'après les travaux à Electricité de France au centre hydro-météorologique, nous pouvons penser qu'ils donnent des valeurs des précipitations à 10 % près, souvent par défaut ; quant aux nivopluviomètres, l'erreur la plus fréquente doit aussi être par défaut, plus exceptionnellement par excès lorsque l'appareil est situé en un lieu abrité. Ici l'incertitude serait du même ordre mais la valeur ne peut être étendue qu'à un espace restreint puisqu'ils sont situés en des lieux dont l'altitude et l'exposition varient plus rapidement.

Les courbes isohyètes ont été tracées par interpolation en secteur peu accidenté. Lorsque les stations sont distantes ou séparées par une vallée ou une crête, les isohyètes ont été tracées en faisant intervenir l'hypsométrie et le gradient vertical donné par les stations appartenant au même flanc.

334 - Comparaison avec les périodes précédentes

La période 1963-1967 a été suffisamment longue et variée pour que la carte des précipitations moyennes annuelles soit assez représentative. En effet si nous la comparons avec celles établies sur des statistiques plus importantes, 30 et 10 ans, nous ne remarquons pas de différence notable. (cartes 334 a et 335).

BASSIN DE L'ISERE
Comparaison des précipitations moyennes

	1936-1965	1956-1965	1963-1967
Moyenne arithmétique de 100 postes identiques	1137	1160	1130
Moyenne arithmétique de 133 postes identiques		1135	1109
Moyenne arithmétique de 133 postes + 26 totalisateurs identiques		1159	1142
Moyenne arithmétique de 183 postes			1103
Moyenne arithmétique des 183 postes + 41 totalisateurs			1146
par planimétrie des isohyètes		-	1196

Sur les 100 postes ayant fonctionné de 1936 à 1965, nous obtenons une moyenne de 1 137 mm, les mêmes postes pour 1963-1967 donnent une moyenne de 1 130 mm, légèrement inférieure avec 55 postes excédentaires et 44 déficitaires sans qu'il y ait de zones plus particulièrement déficitaires. Les mêmes pour 1956-1965 donnent 1 160 mm. Sur les 133 postes ayant fonctionné de 1956 à 1965, la moyenne est de 1 135 mm soit 26 mm de plus qu'en 1963-1967 avec 84 postes excédentaires et 44 déficitaires. (Tableaux 334 b à j).

Si nous prenons en compte les 26 nivopluviomètres, pour 1956-1965 et 1963-1967, on obtient une lame d'eau moyenne annuelle de 1 159 mm et 1 142 mm. Donc la lame d'eau moyenne précipitée en cinq ans entre 1963 et 1967 est très voisine de celle de 10 ans 1956-1965 et identique à celle de 30 ans. Par planimétrage des isohyètes 1963-1967 on obtient une lame d'eau de 1 196 mm soit 50 mm de plus que la moyenne arithmétique. Ceci à cause de la densité d'information un peu plus faible dans les secteurs hauts plus arrosés. (Tableau 334 k).

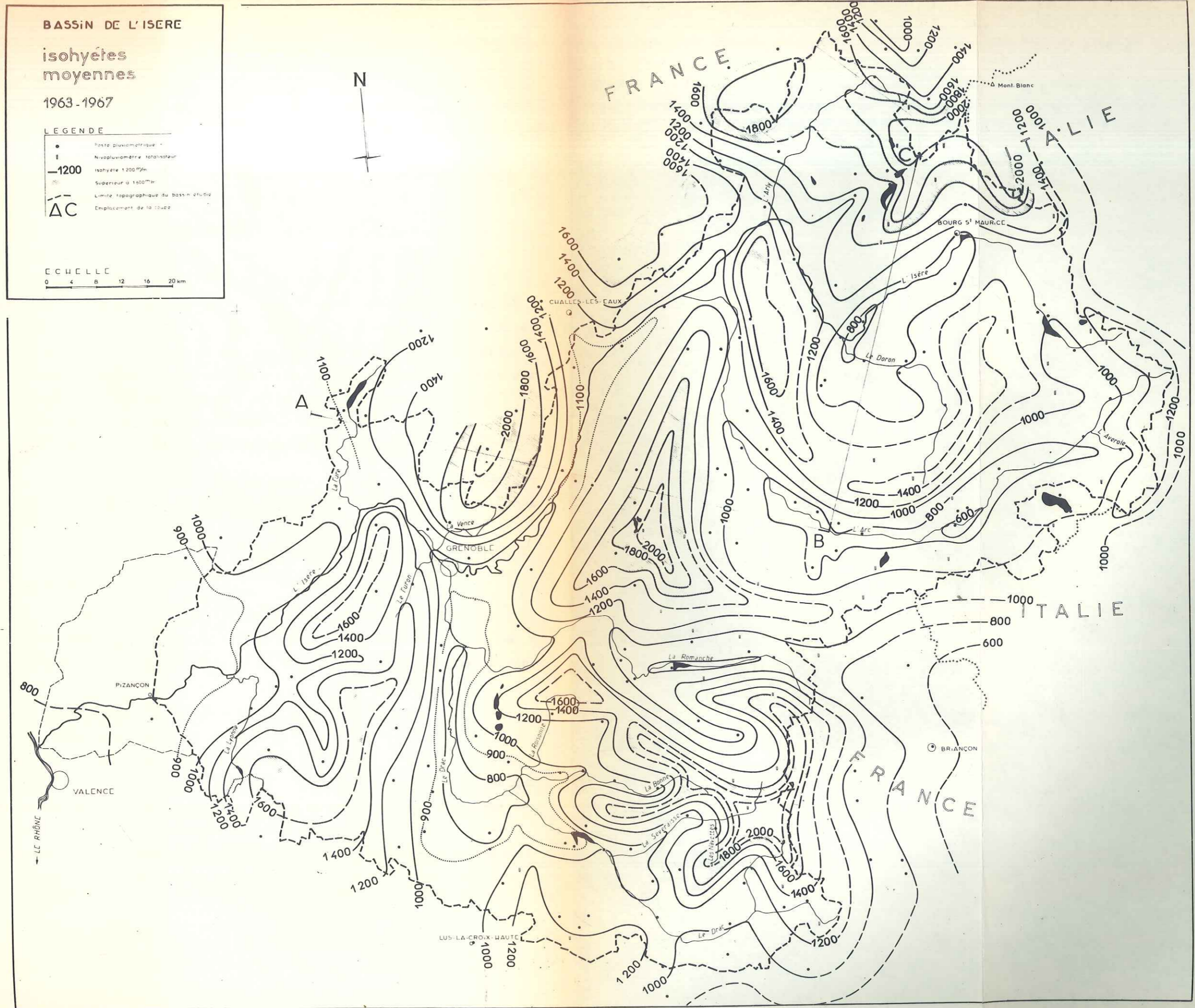
335 - Répartition géographique des précipitations

La carte d'isohyètes moyennes 1963-1967 permet de distinguer plusieurs unités très nettes. Celles qui correspondent aux secteurs montagneux sont les plus arrosées : Vercors, Bornes, Bauges dépassent 1 600 mm et Chartreuse Beaufortin, Belledonne, Oisans dépassent 2 000 mm.

Ces principaux massifs sont séparés par des zones inférieures à 1 000 mm: Vallée du Rhône ; collines molassiques ; cluse de l'Isère ; cluse de Chambéry ; sillon alpin comprenant la vallée du Drac, le Grésivaudan, la combe de Savoie jusqu'à Albertville ; la haute et moyenne Maurienne ; la Tarentaise et les "trois vallées" des Dorons. (carte 335).

336 - Précipitations et altitude

Il est donc bien évident que les précipitations sont liées à l'altitude. Toutefois, il est impossible de relier mathématiquement précipitations et altitude pour l'ensemble des stations car beaucoup d'autres facteurs interviennent si bien qu'il y a un gradient pour chaque massif, voire même pour chaque versant.



tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

3361 - Coupe dans les isohyètes

Un profil obtenu avec les isohyètes de l'Ouest à l'Est (direction des vents pluvieux) peut être comparé avec le profil topographique correspondant (voir 3361 a).

De A à B, nous voyons tout d'abord que les premiers massifs rencontrés, tels que les chaînes subalpines sont les plus arrosés, car la masse d'air humide doit s'élever pour les franchir ce qui l'amène à saturation par diminution de la température ; il s'ensuit une condensation et une chute de pluie. A l'inverse, les vallées sont peu arrosées puisqu'en redescendant l'air va se comprimer et se réchauffer. Les reliefs suivants de Belle-donne, beaucoup plus élevés, recevront les masses nuageuses à leur tour, pourtant la hauteur de pluie n'est pas supérieure à celle des reliefs précédents ; l'écart entre Saint Pierre de Chartreuse (977 m) 2074 mm et la Ferrière (1082 m) 1738 mm ou Agnelin (2320 m) 1969 mm est significatif.

Encore plus à l'Est la vallée de l'Arvan est plus déficitaire et celle de l'Arc le sera plus encore avec un minimum de 500 mm à Avrieux malgré 1102 mètres d'altitude.

Nous assistons donc à une diminution des précipitations vers l'intérieur du massif.

Le profil (de B à C), orienté perpendiculairement au précédent, présente les mêmes caractéristiques. Ainsi, la Vanoise abritée par les massifs de l'Ouest, a une hauteur de pluie faible mais lorsque l'on se rapproche du Beaufortin puis du massif du Mont Blanc, le plus élevé, la hauteur de pluie augmente considérablement. Le gradient pluviométrique étant assez constant pour un même versant, c'est ce qui a permis d'établir les courbes lorsque la densité des stations devenait plus faible. Pour les précipitations moyennes la latitude n'a pas d'influence sensible, comme le montre le graphique 3361 b établi avec les hauteurs de précipitations mesurées aux stations qui se trouvent sur une même ligne Nord-Sud et qui sont pourtant à altitude égale. *Les stations situées à l'intérieur du massif alpin sont relativement moins arrosées.*

.../...

3362 - Précipitations par bassins

Les mêmes constatations peuvent être faites si l'on reporte les précipitations planimétrées pour les différents bassins partiels présentés sur la carte 24 (ou chaque bassin est numéroté) en fonction de leur altitude moyenne (graphique 3362).

La lame d'eau moyenne précipitée sur chaque bassin versant a été calculée en planimétrant les surfaces comprises entre deux courbes isohyètes successives. Chacune de ces surfaces doit être ensuite multipliée par la hauteur de précipitation intermédiaire (même procédé que pour calculer l'altitude moyenne). Les courbes sont tracées de 200 en 200 mm. Pour les petites surfaces situées au-delà de l'ultime courbe, en l'absence de nivopluviomètres totalisateurs, la lame d'eau qui leur a été affectée a été celle de la dernière courbe majorée de 100 mm. Donc pour les bassins de haute montagne la valeur des précipitations est donnée avec une marge d'incertitude pouvant être de l'ordre de 20 %.

Les opérations planimétriques ont été effectuées sur la carte d'isohyètes dressée à l'échelle de 1/200.000.

En calculant par bassin, les effets de versant tendent à se compenser (à l'exception des petits bassins comme Bouvante au Sud Ouest du Vercors n° 22 et Pont de l'Ouille au Sud Ouest de la Chartreuse n° 18) et l'on constate que l'accroissement avec l'altitude moyenne se fait sentir jusqu'à ce que l'on aborde les bassins de l'Est où le phénomène s'annule pour reprendre un peu à l'extrême Est subissant la Lombarde.

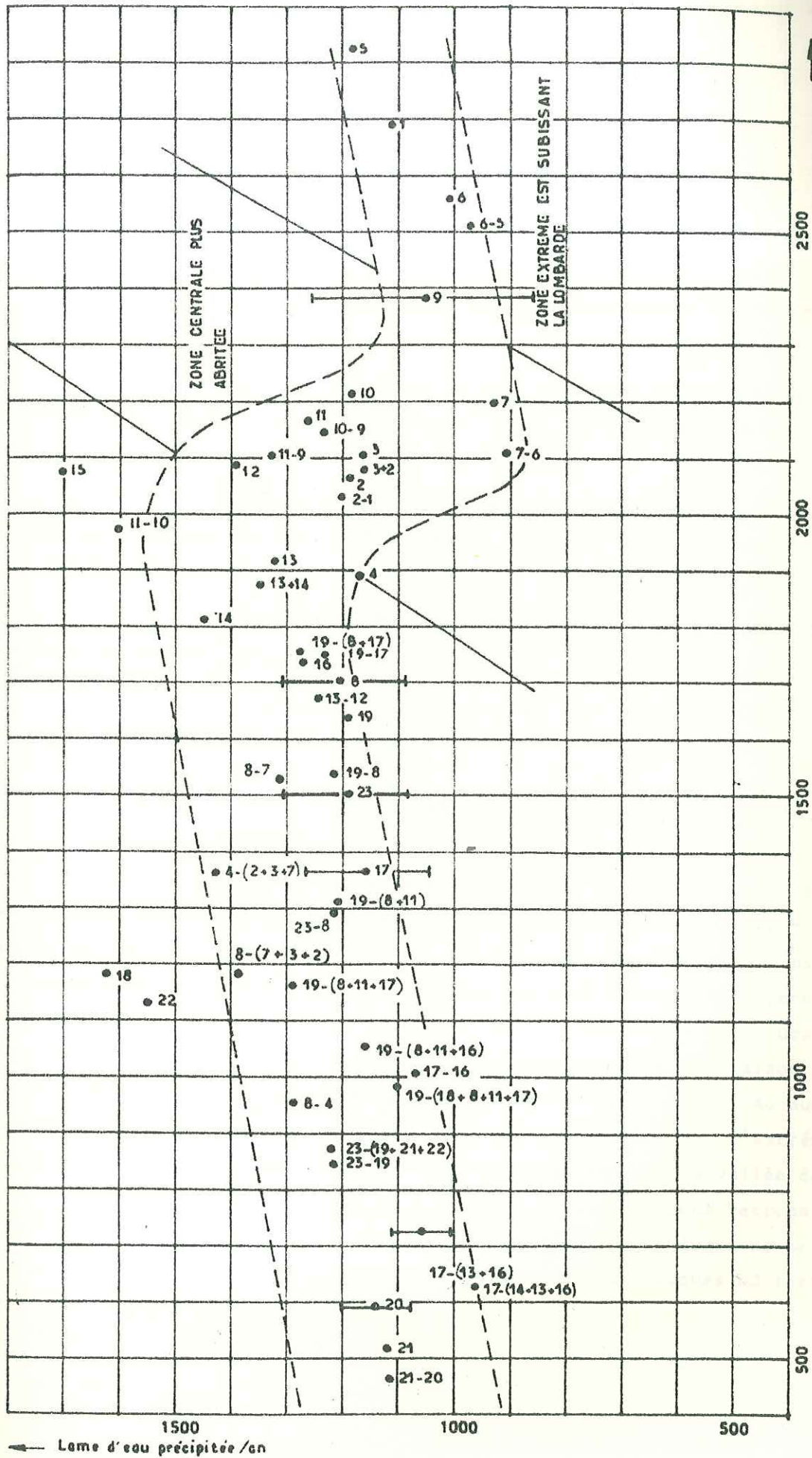
337 - Précipitations et surface réceptrice

Le volume des précipitations annuelles dépend naturellement pour une grande part de la surface des bassins. Par le graphique 452, on met en évidence les zones déficitaires ou excédentaires. La droite P (en 10^6 m^3) = $1,2$ (en m) $\times S$ (en km^2) exprime la relation moyenne obtenue entre l'origine et le point représentant le bassin total (n° 23) à Pizançon. On constate alors que les zones les moins arrosées sont la Haute Maurienne (n° 7) et le Drac moyen (n° 17 -(13+16))

.../...

BASSIN DE L'ISERE

PRECIPITATIONS SUR LES DIFFERENTS BASSINS EN FONCTION DE LEUR ALTITUDE MOYENNE 1963-1967



338 - Régime des précipitations

3381 - Années de précipitations extrêmes

Des cartes isohyètes ont été faites pour les années extrêmes.

1964 a été l'année la plus sèche (- 23 % de la moyenne) et le déficit est réparti de façon uniforme. Carte d'isohyètes d'une année sèche 3381 h.

1965 a été particulièrement humide (+ 23 % de la moyenne) l'excédent de pluie est net sur l'ensemble des postes et particulièrement sur le Nord et les massifs externes. Carte d'isohyètes d'une année humide 3381 i.

1963 et 1966 dépassent la moyenne de 10 % et de 6 % alors que 1967 est nettement inférieur (- 16 %).

Les précipitations annuelles pour chaque station sont indiquées dans les tableaux 3381 a à g.

3382 - Risques de fortes précipitations ou de précipitations intenses

Des études statistiques ont été menées pour toute la région alpine française afin de déterminer les périodes de fort risque de précipitation (intensité maximale) et les zones les plus touchées par ces précipitations intenses génératrices de crues. Il en résulte que les précipitations dangereuses ont lieu le plus souvent en automne et leur effet sur les débits des cours d'eau n'est guère amoindri par la rétention du sol qui à la fin de cette saison est souvent saturé. Les risques de crues sont alors à considérer surtout au Sud. Les secteurs les plus sensibles (à gradex élevé) à cette saison sont : l'extrémité Nord du Vercors, la Chartreuse, l'Est de la Haute Maurienne et la vallée de la Souloise en Dévoluy (Travaux de GUILLOT P., DUBAND D. (1968). Nous verrons plus loin que ces secteurs sont d'autant plus dangereux que la lithologie ne se prête pas à une restitution lente des pluies car ils sont soit karstiques ou fortement gypseux soit très peu perméables.

Le secteur de risque très faible comprend l'Isère supérieure, le Doron de Belleville et les 3 vallées.

.../...

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

3383 - Répartition saisonnière

L'étude du régime des précipitations sur l'ensemble du bassin est indispensable car cette partie des Alpes bien que relativement éloignée des côtes est soumise à des influences diverses.

Par exemple, il faut noter que des précipitations fréquentes sur les massifs les plus hauts (Nord Est et Sud du bassin) ainsi que sur l'Italie du Nord sont liées à l'existence d'une basse pression barométrique sur le golfe de Gênes.

Il est donc nécessaire de voir quels secteurs ont été plus nettement marqués par les diverses tendances pendant la période étudiée.

La moyenne saisonnière a d'abord été faite pour une trentaine de stations ce qui a permis de différencier plusieurs zones à régimes très différents voire même opposés. (graphique 3383 a et tableau 3383 b).

3384 - Répartition mensuelle

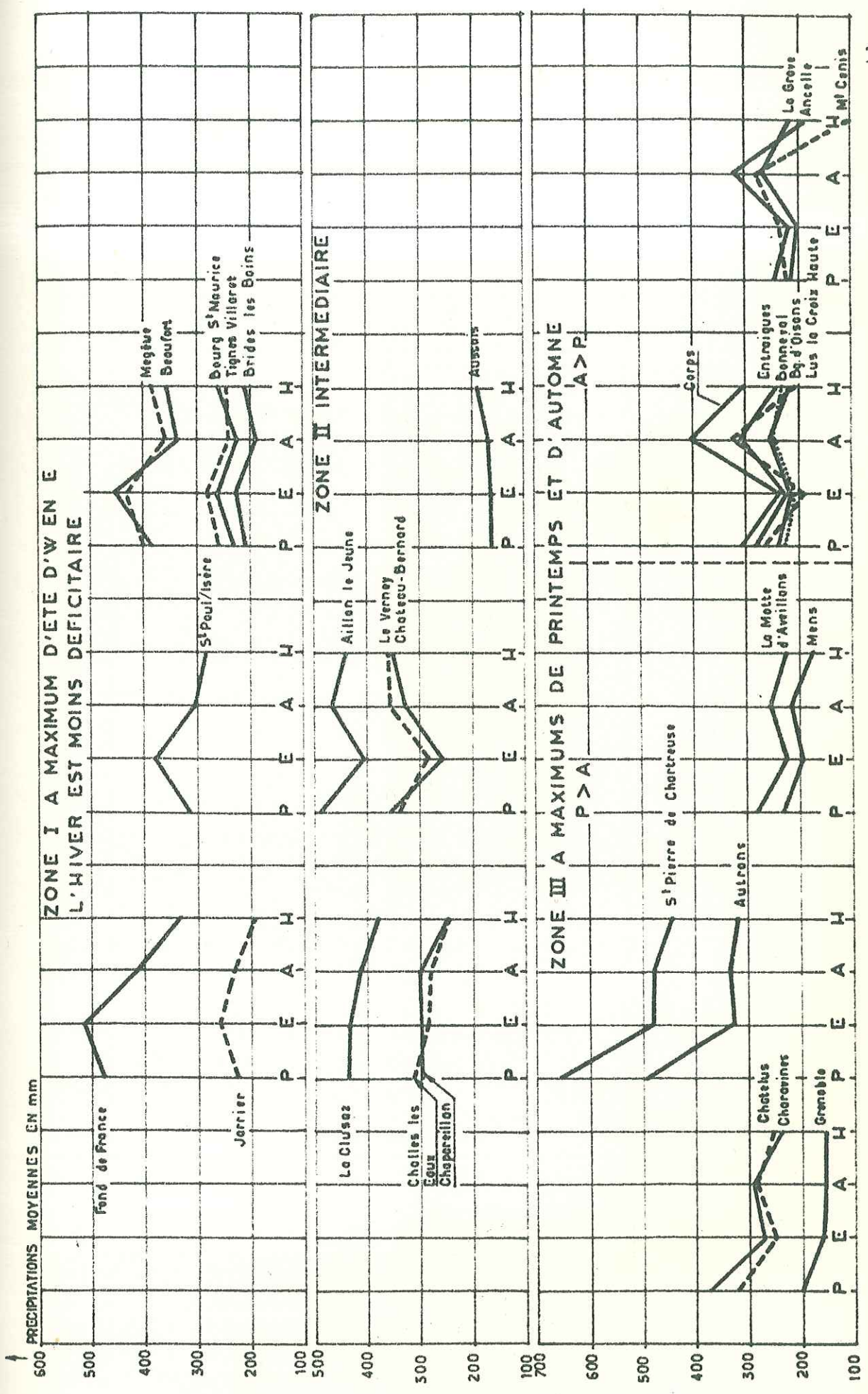
Cette première approche a été précisée par l'étude du régime mensuel moyen de ces mêmes stations, ce qui a montré que le groupement des stations par leur régime saisonnier est trop rigide et parfois trompeur. Par exemple, Chapareillan (automne > été > printemps > hiver) et Challes les eaux (Printemps > été > automne > hiver) semblent avoir des régimes saisonniers différents pourtant l'évolution mensuelle de ces deux stations peu distantes est très semblable, ce qui apparaît bien sur le graphique 3384 c.

Les valeurs moyennes mensuelles des précipitations sont rassemblées dans le tableau 3384 a et figurent sur les graphiques 3384 b à e.

Ainsi l'on peut individualiser une zone interne : partie supérieure du graphique 3383 a, avec un maximum d'été -type Beaufort- dans laquelle nous remarquons que l'hiver est de moins en moins déficitaire de l'Ouest -type Fond de France- à l'Est -type Bourg Saint Maurice- Cette première zone I est bordée par une bande de transition II (partie médiane du graphique) qui présente tous les caractères intermédiaires avec la zone III partie inférieure du graphique) -Type la Motte d'Aveillans- qui a un régime opposé à celui de la première zone avec l'hiver plus déficitaire d'Ouest en Est et surtout un dépassement progressif du maximum de Printemps -type St Pierre de Chartreuse- par le maximum d'automne -type Corps- toujours d'Ouest en Est.

Les différentes zones sont délimitées sur la carte 3384 f.

BASSIN DE L'ISERE REGIME DES PRECIPITATIONS SAISONNIERES 1963-1967



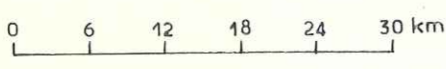
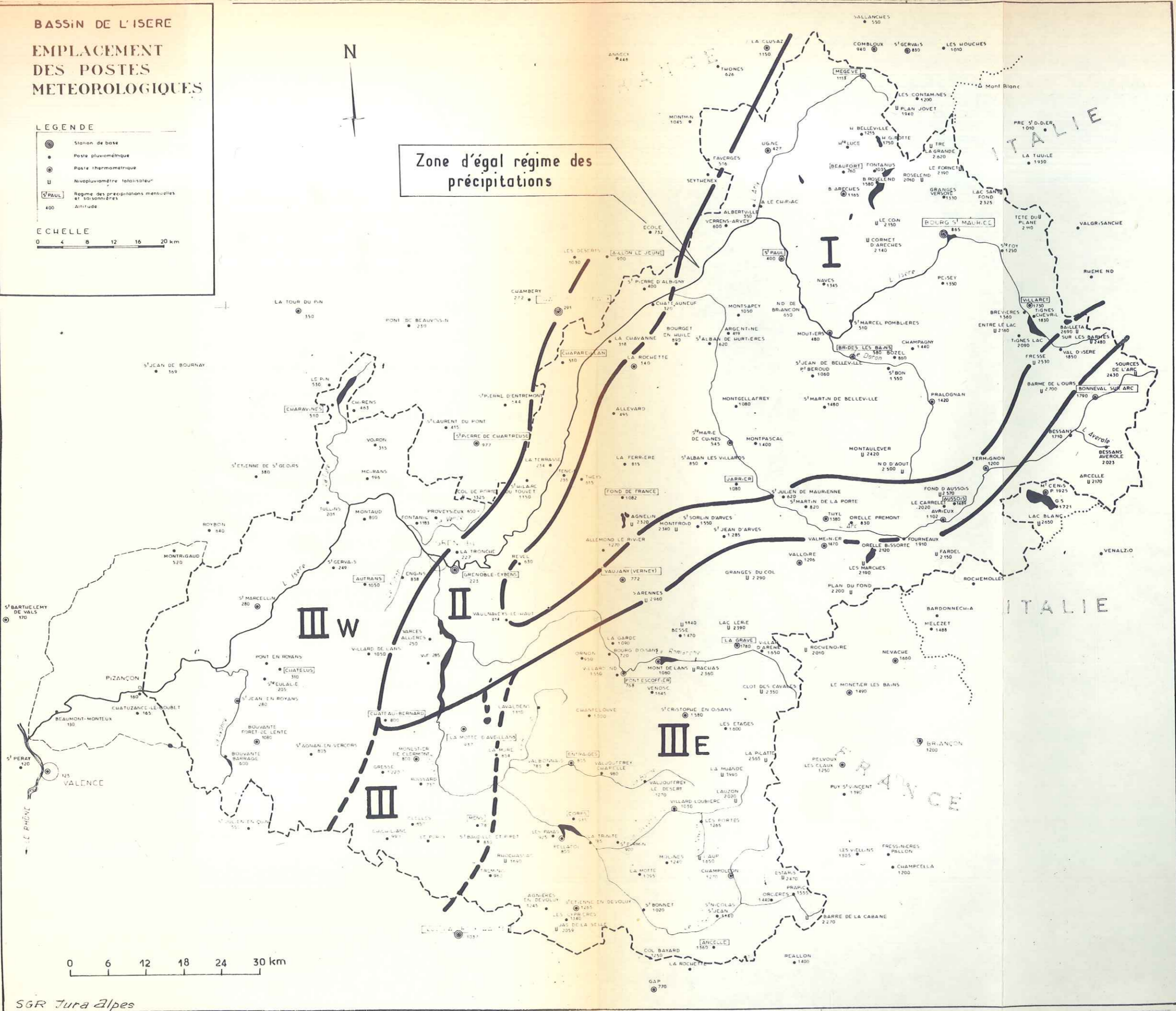
BASSIN DE L'ISERE EMPLACEMENT DES POSTES METEOROLOGIQUES

LEGENDE

- Station de base
- Poste pluviométrique
- Poste thermométrique
- U Nivéopluviomètre totalisateur
- [PAUL] Régime des précipitations mensuelles et saisonnières
- 400 Altitude



Zone d'égal régime des précipitations



tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

REGIME DES PRECIPITATIONS SAISONNIERES

Ce régime saisonnier sur 5 années est assez proche du régime moyen, pourtant, en le comparant au régime moyen sur 30 ans (1936-1965), on constate que les précipitations de printemps sont habituellement moins importantes (graphique 3384 g). La quantité de précipitations varie dans l'année, mais ceci est surtout dû aux intensités et aux durées variables des averses car on compte de 140 à 130 jours par an avec précipitations, chaque mois ayant de 10 à 20 jours de pluie.

34 - BRUMES ET BROUILLARDS

Pendant la période étudiée, pour les 4 stations de référence, les jours de brumes et brouillards ont été notés (exemple de fiche 34 b). Le graphique 34 a montre une décroissance rapide avec l'altitude croissante puis une stabilisation vers les faibles valeurs à plus forte altitude.

Les brumes qui sont dues à la condensation de l'humidité se développent surtout dans les zones basses car elles sont engendrées par les inversions de température passagères (gradient vertical localement positif) au voisinage des centres anticycloniques. Il est donc plus fréquent de les rencontrer dans les secteurs à topographie encaissée. Elles se développent avec une plus grande fréquence pendant la saison froide et sont rares en été.

341 - Humidité relative

L'humidité relative ou rapport entre la vapeur d'eau contenue dans l'air et celle que cet air pourrait contenir à la saturation est relevée toutes les trois heures à Grenoble et Bourg Saint Maurice. Partout elle a des variations rythmiques très nettes liées à celles de la température. Dans la journée elle est minimum vers 16 h, augmente jusqu'au maximum de 7 h pour décroître ensuite.

Tout au cours de l'année, l'humidité relative mesurée à 12 h TU diminue pendant la saison chaude alors que les mesures de 6 h TU ne montrent pas cette variation.

Une moyenne des mesures faites pendant les cinq années qui sont étudiées donne pour Grenoble une humidité relative de 74,3 % et Bourg Saint Maurice 68,5 % soit 5,8 % de moins pour une élévation d'altitude de 640 m. Comme la température intervient pour le seuil de saturation, on aurait en moyenne à Grenoble 7,5 gr d'eau par m³ d'air et à Bourg Saint Maurice 5,5 gr seulement.

342 - Apports occultes

Les précipitations que l'on peut mesurer ne représentent pas toujours exactement la quantité d'eau qui atteint le sol. En effet lorsque l'humidité de l'air est proche de la saturation comme c'est souvent le cas à la fin de la nuit, il peut y avoir condensation sur les surfaces froides. Cela se constate en particulier dans les chenaux souterrains abondants dans les calcaires, où une circulation d'air refroidi sur les parois dépose une condensation nettement visible. Le même phénomène se produit aussi sur les sommets rocheux et les alpages lorsqu'ils sont baignés par les nuages. La rosée est alors abondante.

Nous devons donc négliger ces apports occultes, de même que ceux constitués par le givre qui se dépose lorsqu'il y a des brouillards avec une température extérieure négative. De tels apports non mesurables peuvent être plus ou moins compensés par des pertes occultes. La neige en effet par temps sec se sublime en partie et passe directement dans l'atmosphère à l'état de vapeur.

Il n'y a pas de lysimètres sur le bassin qui aient fonctionné pendant la période qui nous intéresse, celui du col de Porte n'étant utilisé que pendant l'hiver pour mesurer l'écoulement et la fonte des neiges.

35 - NEIGE

En zone montagneuse, les températures sont telles que les précipitations se font pendant une grande partie de l'année sous forme de neige. Cela prend une très grande importance pour le bassin de l'Isère dont près de 70 % de la superficie est à plus de 1000 et 30 % à plus de 2000 mètres.

351 - Coefficient de niviosité

Le coefficient de niviosité est le rapport entre les jours avec chute de neige et les jours avec précipitations. (exemple de fiche 351 a).

Les graphiques 351 b et c montrent que la proportion de la neige dans les précipitations augmente avec l'altitude : $N \% = 0,029 h + 1$ n'est qu'une évaluation approximative parce que comme nous le voyons grâce aux données de 1951-1960 la latitude intervient. En 1963-1967 la neige a été plus abondante.

.../...

352 - Mesures quantitatives

La mesure quantitative de la neige est encore plus difficile que celle de la pluie et l'erreur que l'on commet est importante lorsque l'on traduit les épaisseurs de neige en hauteur d'eau. On admet habituellement qu'à 1000 m, 1 m de neige donne 10 cm d'eau. En fait la densité de la neige est variable, car elle dépend de la température de l'air lors de sa chute. Actuellement des nivomètres à rayons gamma sont utilisés et fournissent des renseignements précis sur la valeur en eau des épaisseurs de neige (même résultat que les pesées de carottes de neige), malheureusement ces mesures sont encore peu répandues et pour l'ensemble d'un bassin, il est difficile d'avoir une idée des quantités d'eau disponibles sous forme de neige.

Les mesures habituelles des épaisseurs de neige sont faites avec des planches à neige ou des perches.

353 - Coefficient nivométrique

Plusieurs auteurs ont chiffré l'augmentation de la proportion de neige dans les précipitations et donnent son évolution avec l'altitude. Ainsi nous pouvons citer les mesures de Maurer en Suisse (1), Pardé en Savoie, Bénévent dans les Alpes Françaises et les calculs de Coutagne et de Balseinte. Nous constatons que les résultats sont très voisins bien qu'obtenus à partir de périodes différentes.

La formule linéaire entre 500 et 3 500 m s'énonce

$$n \% = 0,0325 h - 10 \pm 6 \% ; h \text{ exprimé en mètres.}$$

(graphique 353).

Les mesures précises faites au col de Porte (1 325 m) sont de 754 mm pour la neige par hiver moyen alors que les précipitations totales sont d'environ 1 850 mm, donc près de 40 % des précipitations sont solides. Cet écart avec la droite moyenne vient principalement de la position de cette station dans un massif externe et du choix de ce site bien enneigé.

.../...

(1) cf. COUTAGNE A. (1942) fig. XXVII

354 - Répartition géographique, enneigement

L'enneigement moyen sur le bassin est comparable à la répartition des précipitations totales à l'exception de la partie sud qui a reçu peu de neige.

Par exemple l'enneigement pour l'hiver 1965-1966 en plusieurs stations des Alpes, graphique 354, a une évolution très semblable, l'épaisseur augmente en même temps que l'altitude bien qu'il y ait des écarts notables entre les vallées suivant leur position. Les situations météorologiques ont toujours la même influence avec un décalage qui peut être d'Ouest en Est de 24 à 48 h (1). La zone abritée que l'on a reconnue lors de l'étude des précipitations globales est ici aussi marquée (écart entre le lac de Chambon et Chamonix à la même altitude).

355 - Durée du manteau neigeux, névés

Si la quantité de neige dans chaque zone d'égal régime de précipitations est liée à l'altitude, il en est de même de la durée du manteau neigeux sur le sol.

Les valeurs dont on dispose pour 1963-1967 s'accordent avec celles établies en haute Tarentaise sur une période de 20 ans.

$N \text{ jours / an} = 0,088 h + 3$; graphique 355 a.

Toutefois, là aussi, il y a des variations sensibles pour les stations situées au Sud et suivant l'exposition.

Le début de l'enneigement se fait au mois d'octobre ou novembre mais il ne persiste de façon continue sur plusieurs mois qu'au-dessus de 1 300 m et à partir de décembre. La fonte est de plus en plus tardive avec l'altitude croissante. (graphique 355 b).

Les névés qui persistent plus d'une année ont des positions à des altitudes très variables suivant les hivers.

.../...

(1) Travaux de l'établissement d'études et de recherches météorologiques.

356 - Année hydrologique

Les mesures de la neige étant trop fragmentaires, pour ne pas avoir à faire intervenir ces réserves pendant la période étudiée et puisque les totalisateurs sont relevés suivant les années hydrologiques débutant au premier octobre, les calculs ont été faits sur tous les pluviomètres pendant la même période c'est à dire du 1er octobre 1962 au 31 septembre 1967 car la neige du mois de décembre 1962 par exemple renforcera les débits de printemps en 1963 tandis que celle de décembre 1967 ne s'écoulera qu'au printemps 1968.

En fait, cela a montré que sur une période de cinq années, la différence entre limites hydrologiques et limites de l'année civile moyenne est très faible, l'écart maximal constaté est de 50 mm et dans l'ensemble comme il est tantôt positif tantôt négatif cela n'entraîne pas de modification notable dans la position des courbes isohyètes moyennes. Pour une période plus restreinte il est utile de tenir compte de l'année hydrologique car deux hivers successifs ont rarement le même enneigement et la fonte ne se produit pas à la même date.

357 - Alimentation des glaciers

Au voisinage des plus hauts sommets, la neige alimente les glaciers dont les plus importants descendent jusque vers 2 700 m. Si l'été suivant les langues glaciaires sont dépouillées de leur apport neigeux, il n'en est pas de même dans les cirques d'accumulation où le glacier est alimenté à la fois par la neige qui tombe sur sa superficie, et par celle venant des versants par l'intermédiaire des avalanches successives.

Donc la neige qui alimente les glaciers n'apparaîtra pas en phase liquide aux stations de jaugeage, même pendant les cinq années car le passage neige-névé-glace et le déplacement vers l'aval est très lent et elle n'atteindra pas la zone d'ablation. Cette quantité d'eau retenue pourra malgré tout être plus ou moins compensée par une ablation sur les langues glaciaires, plus forte que l'apport qu'elles ont eu en neige durant cette période. Cela sera envisagé dans le paragraphe sur les glaciers.

.../...

358 - Influence sur la température du sol

Les mesures au col de Porte ont mis en évidence que la couverture neigeuse protège le sol des rigueurs de la température extérieure si bien qu'il est rarement gelé. Entre l'air et le sol, la neige amortit les variations de la température extérieure et provoque en profondeur un décalage de ces variations dans le temps d'autant plus sensible que la mesure est faite plus profondément dans le sol. Le flux de chaleur terrestre entretient une fusion très peu importante mais décelable, de l'ordre de 1 mm/jour.

359 - Influence sur l'infiltration des pluies

Les précipitations liquides lorsqu'elles ont lieu sur la neige, présentent des caractéristiques d'infiltration un peu analogues à ce qui se passe dans un terrain à porosité d'interstice. Suivant les volumes des deux phases en présence et leurs températures respectives, une part de la pluie est retenue, la température du mélange tend alors vers 0° C puis le reste de la pluie traverse la neige pour atteindre le sol. A plus haute altitude il est probable que l'infiltration à travers la couche de neige est encore plus réduite car le sol peut être gelé et de plus la proportion de précipitations liquides est de plus en plus faible.

Nous pouvons donc considérer l'infiltration pendant la saison froide comme très faible sauf évidemment lorsque le redoux ou le föhn se prolonge.

36 - INSOLATION

L'insolation est enregistrée journalièrement à 4 stations : Grenoble, Challes les Eaux, Bourg Saint Maurice et Lus la Croix Haute. Les mesures y ont été continues à l'exception de Grenoble.

Le graphique 39 montre la corrélation entre les années pluvieuses et les faibles valeurs d'insolation.

On constate aussi que l'insolation annuelle augmente un peu avec l'altitude. En fait cet accroissement est surtout sensible pendant les mois d'hiver car le soleil plus bas à l'horizon entraîne des zones d'ombre plus durable dans les vallées.

La répartition mensuelle de l'insolation a une évolution assez voisine de celle de la température ; augmentation régulière de janvier à juillet puis décroissance rapide jusqu'en décembre (graphique 36).

.../...

37 - TEMPERATURE

371 - Equipement du bassin

Les températures sont relevées chaque jour pour 48 stations dont 34 sur le bassin.

372 - Présentation et analyse des données

Les valeurs journalières correspondent à la demie-somme des températures extrêmes durant les 24 heures. On doit signaler que la valeur ainsi obtenue est toujours supérieure d'environ $0,4^{\circ}$ C à la moyenne des 8 observations faites toutes les 3 heures, la durée du froid nocturne dépassant la durée de la pointe du maximum diurne. A partir de ces données, les moyennes mensuelles, annuelles et interannuelles ont été calculées.

373 - Fiche de température

Ces renseignements figurent sur les fiches établies pour chaque poste. (exemple de fiche 373).

374 - Gradient vertical moyen mensuel et altitude de l'isotherme 0° C

Pour 10 stations choisies à des altitudes variées, les valeurs mensuelles moyennes réparties en fonction de l'altitude ont permis de connaître le gradient vertical mensuel moyen.

Le tableau 374 b présente les valeurs utilisées pour l'établissement des graphiques 374 a et c. On constate alors que pour deux stations d'altitude différente l'écart entre les températures moyennes mensuelles varie depuis un minimum en janvier passe par un maximum en avril et diminue moins rapidement jusqu'en décembre. Ce n'est donc pas au mois le plus chaud que l'écart est le plus grand.

A partir des valeurs du gradient vertical mensuel, on peut connaître l'altitude moyenne de l'isotherme 0° C pour chaque mois, on obtient alors la courbe (graphique 374 d) d'où l'on tire l'évolution du nombre de mois à température moyenne négative suivant l'altitude soit: $N = 2,33 \cdot 10^{-3}$ h. (graphique 374 e).

.../...

TEMPERATURES MOYENNES ET GRADIENTS MENSUELS
(1963 - 1967)

tab. 374 b

STATION	Alt. en m	J	F	Mars	A	Ma	J	Jt	At	S	O	N	D
Grenoble	223	0,7	4,1	7,4	11,3	14,8	18,4	20,7	19,2	16,7	13,0	7,0	2,1
Challes	291	-0,7	1,1	5,9	9,99	13,9	17,5	19,7	18,3	15,6	11,7	5,9	0,8
Ugine	500	-1,4	1,9	5,9	10,3	15,4	17,4	19,5	17,8	15,1	11,0	5,2	-0,0
Bourg d'Oisans	768	-2,9	0,1	3,7	8,4	12,6	15,9	17,8	16,6	14,1	10,0	3,7	-1,6
Monestier de Clermont	800	-1,4	1,7	3,9	7,9	11,8	15,3	17,6	16,3	14,2	10,6	4,7	0,06
Bourg St Maurice	865	-1,7	1,2	4,3	8,4	12,5	15,9	18,0	16,7	14,3	10,7	4,7	-0,6
Lus la Croix Haute	1038	-2,2	-0,2	2,5	6,5	11,4	13,6	16,1	15,0	12,6	8,7	3,7	-1,1
La Clusaz	1150	-2,3	-0,9	1,1	4,9	9,2	13,0	15,3	13,9	12,1	9,0	3,3	-0,9
Beaufort Arêches	1165	-2,7	-0,7	2,2	5,9	10,3	13,6	16,1	14,5	12,2	8,9	3,1	-1,4
Le Villaret Tignes	1730	-3,7	-2,8	-1,1	2,7	7,3	11,0	12,8	11,9	10,1	7,3	1,6	-2,8
Altitude moyenne de l'isotherme 0 degré C		167	930	1520	2158	2890	3750	4154	4140	3950	3400	2180	600
		mètres											
MOIS	Gradient vertical	Température à l'altitude de Omètre		Coefficient de corrélation									
Janvier	T = - 0,0024 h	+	0,3	0,90									
Février	T = - 0,0037 h	+	3,7	0,90									
Mars	T = - 0,0054 h	+	8,2	0,98									
Avril	T = - 0,0057 h	+	12,5	0,98									
Mai	T = - 0,0052 h	+	16,4	0,95									
Juin	T = - 0,0051 h	+	19,4	0,98									
Juillet	T = - 0,0051 h	+	21,7	0,99									
Août	T = - 0,0049 h	+	20,1	0,99									
Septembre	T = - 0,0042 h	+	17,3	0,98									
Octobre	T = - 0,0035 h	+	13,1	0,96									
Novembre	T = - 0,0033 h	+	7,0	0,96									
Décembre	T = - 0,0028 h	+	1,8	0,90									

* Valeurs extrapolées

375 - Gel et fortes températures en fonction de l'altitude

En zone tempérée, le climat de montagne est particulier car il est marqué par des périodes prolongées de froid sévère. Cela mérite une étude plus précise puisque en hydrologie il conditionne la durée de la rétention nivale, la durée et l'intensité de l'évapotranspiration, l'existence de la couverture végétale, et celle des glaciers dont le rôle avec celui de la gélification est prépondérant dans la morphologie montagnarde.

Avec des statistiques portant sur un plus grand nombre de stations, graphique 375 a, on retrouve le résultat du graphique précédent.

Nombre de mois/an à température négative = $2,33 \cdot 10^{-3} h$ en mètres $\pm 0,5$.

Le gel est une des principales manifestations du froid. Plus l'altitude est forte plus nombreuses sont les journées où le gel s'est fait sentir. Comme le montre le graphique 375 b, à 1 600 m il y a un jour sur 2 avec gel.

Nombre de jours /an avec gel = $0,072 h + 68 \pm 13$.

C'est le gel prolongé qui limite la végétation.

Ce graphique présente aussi le nombre de jours/an sans dégel. La relation avec l'altitude est encore plus étroite.

Nombre de jours/an, sans dégel = $0,030h \pm 5$

La répartition du froid au cours de l'année (graphiques 375 c et d) se fait de façon symétrique autour du pôle de janvier, mois le plus froid.

Au contraire, les températures élevées, sont naturellement moins fréquentes quand l'altitude augmente. Le graphique 375 e donne le nombre de mois/an à température moyenne supérieure à 15°C .

$N = - 4,2 \cdot 10^{-3} h + 6,0 \pm 1$ avec h exprimé en mètres.

(exemple de fiche 375 f).

376 - Evolution des moyennes mensuelles

L'évolution de la température moyenne mensuelle apparaît aussi nettement sur le graphique 376. On peut alors classer les mois du plus froid au plus chaud : Janvier, Décembre, Février, Mars, Novembre, Avril, Octobre, Mai, Septembre, Juin, Août, Juillet. Pour toutes les stations, Janvier 1963 a été le plus froid alors que le mois de Juillet le plus chaud a été en 1964 ou 1967.

.../...

377 - Amplitude des variations de température

Il est aussi intéressant de connaître l'amplitude des variations de la température. Si nous empruntons à Balseinte les moyennes mensuelles des températures maximales et minimales nous obtenons l'amplitude moyenne de variation par la différence $T^{\circ} \text{maxi} - T^{\circ} \text{mini}$. Ceci pour une dizaine de stations étagées entre 200 et 1 800 mètres. Nous constatons alors (graphique 377) que cette amplitude est toujours la plus faible en décembre, 7 à 8° alors qu'elle est la plus forte en juillet, 11 à 13°. Ici l'altitude n'a pas d'influence puisque elle agit sur les 2 termes de la différence. Les mois les plus froids ont des températures extrêmes peu éloignées alors que pour les plus chauds elles sont distantes. Cela est dû surtout à l'écart de température entre le jour et la nuit par suite du rayonnement terrestre et à la couverture de neige.

378 - Température moyenne annuelle, altitude et latitude

Le graphique 378 a montre pour les cinq stations de référence les températures moyennes annuelles successives ; ainsi 1967 a été l'année la plus chaude, viennent ensuite 1964, 1966, 1965 puis 1963.

La moyenne inter annuelle pour chaque station reportée en fonction de l'altitude montre une corrélation très étroite avec l'altitude. Pour le bassin de l'Isère elle s'énonce $T^{\circ} \text{C} = - 0,0050 h + 12,4$; h = altitude en mètres. avec un coefficient de corrélation de 0,96. (graphique 378 b).

Le gradient vertical des températures annuelles moyennes est donc de - 0,50° C pour 100 mètres. Compte tenu de l'allongement E-W du bassin la latitude n'a qu'une influence très faible. Seules les stations les plus extérieures (Mégève ,Gap) s'écartent sensiblement de la droite.

Pour la période considérée la variation sur l'ensemble de la France est de 0,57° C par degré de latitude, comme le présente le graphique 378 c.

Dans la suite de notre travail, nous pourrons donc négliger le facteur latitude, d'autant plus que nous utiliserons la relation $t = f(h)$ non plus pour des stations, mais pour des bassins partiels dont la latitude moyenne sera plus proche de celle de l'ensemble du bassin.

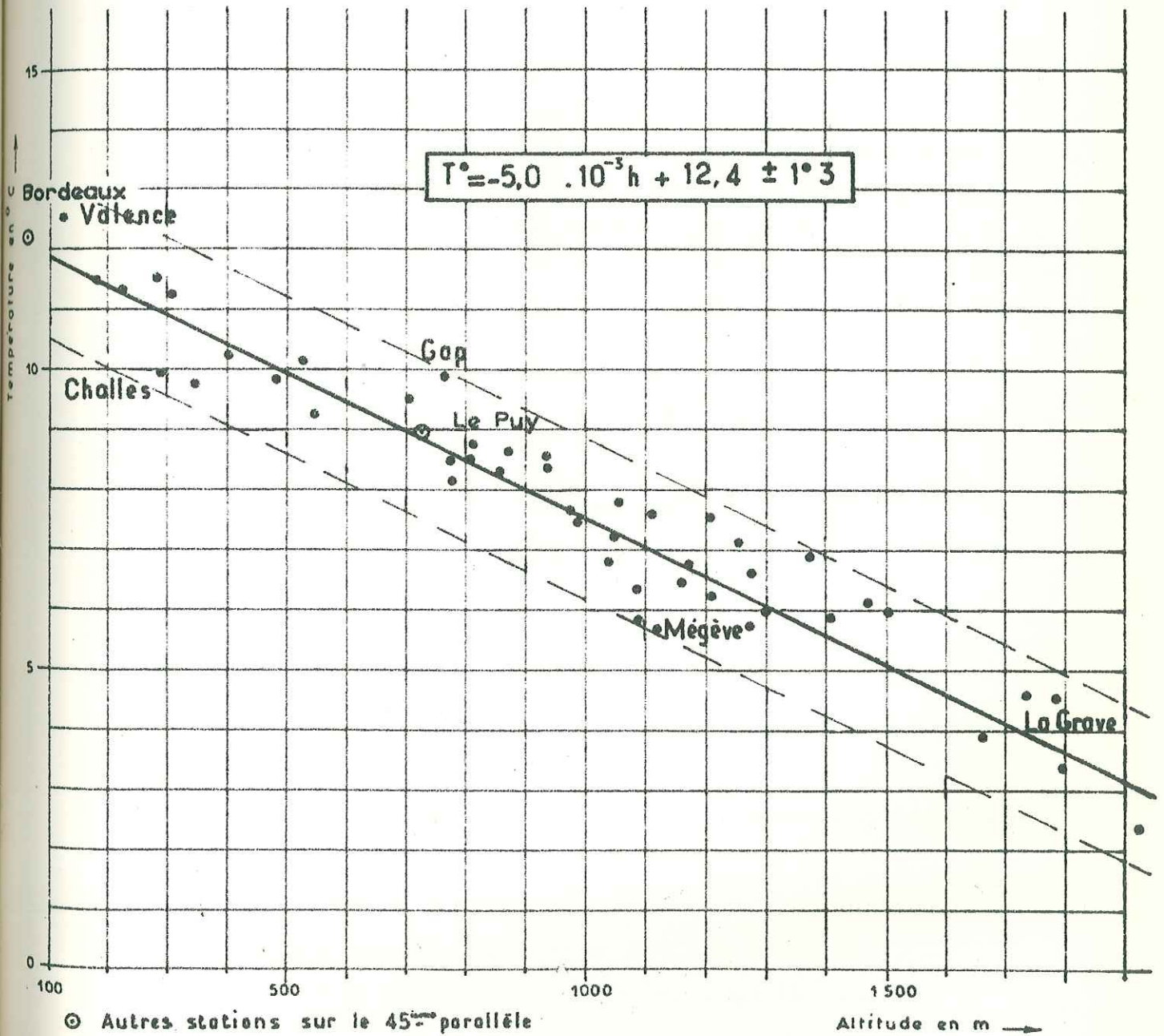
.../...

BASSIN DE L'ISERE

TEMPERATURE MOYENNE ANNUELLE AUX DIVERSES STATIONS EN FONCTION DE L'ALTITUDE.

1963 - 1967

LATITUDE MOYENNE 45°4



⊙ Autres stations sur le 45^{ème} parallèle

Altitude en m →

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

379 - Comparaison avec les périodes précédentes

Si l'on compare les températures moyennes inter annuelles avec celles qui furent établies sur de plus longues périodes (tableau 378 d) on ne remarque pas de différence très significative.

On trouvera les stations avec leur altitude et les températures annuelles et inter annuelles dans les tableaux 3811 a et b.

38 - EVAPOTRANSPIRATION

381 - Evapotranspiration "réelle" calculée

L'évaluation de l'évapotranspiration sur le bassin est difficile à faire dans son ensemble par suite de la diversité de la géologie, de la couverture végétale et du manteau neigeux. Comme la température, l'insolation, le brouillard, ainsi que la plupart des phénomènes météorologiques dépendent de l'altitude, il a paru nécessaire de rapporter l'évapotranspiration à l'altitude.

3811 - Formule de Turc annuelle

Il a d'abord été procédé à son calcul par les méthodes habituellement employées.

Nous avons utilisé la formule de Turc annuelle.

$$E = \frac{P}{\sqrt{0,9 P^2 / L^2}} \quad \text{avec } L = 300 + 25 t + 0,05 t^3 ;$$

P = précipitations moyennes annuelles en mm

t = température moyenne annuelle en °C

Elle est théoriquement toujours applicable puisque P est toujours supérieur à 500 mm et t toujours inférieur à 14°.

Pour toutes les stations où P et t sont connues, l'évapotranspiration moyenne réelle a été calculée.

Ses différentes valeurs s'ordonnent suivant l'altitude au voisinage de la droite :

ETR Turc annuelle = 0,117 h + 575 + 22 mm entre 200 et 2000 m
avec un coefficient de corrélation de 0,93 (graphique 3811 c).

.../...

Il semble donc qu'ici la température, elle-même fonction de l'altitude joue le plus grand rôle.

3812 - Formule de Turc mensuelle basée sur l'insolation mois par mois

Le même auteur propose la formule $ETP/mois = (50 + I_g) \cdot 0,40 \frac{t}{t + 15}$ pour une humidité relative supérieure à 50 % ce qui est le cas pour les 4 stations où nous connaissons l'insolation et la température moyenne mensuelle. Le bilan annuel a été fait en prenant une réserve de 100 mm et en comparant pour chaque mois moyen les précipitations et l'ETP. Les 4 valeurs s'ordonnent au voisinage de la droite.

ETR (Turc I_g) = - 0,15 h + 746 ; coefficient de corrélation 0,97 graphiques 3812 a et b, tableaux 3812 c à f.

3813 - Méthode de Thornthwaite

Le bilan peut aussi être fait à partir de l'Evapotranspiration potentielle calculée par la formule :

$$ETP = 1,6 \left(\frac{10 T}{I} \right)^a \text{ avec } a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,49239$$

$$\text{et } I = \sum_1^{12} i \quad \text{avec } i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514} \text{ pour chaque mois.}$$

Pour les stations de base, le calcul a été poursuivi suivant le même principe que précédemment pour obtenir l'évapotranspiration réelle. Il est à noter que les réserves prises assez arbitrairement de 100 mm ne sont épuisées qu'à Grenoble, la plus basse des stations. (graphiques 3813 a et b, tableaux 3813 c à f).

Les résultats reportés en fonction de l'altitude montrent que :

$$ETR \text{ Thornthwaite} = - 0,135 h + 690$$

coefficient de corrélation de 0,99

.../...

Il faut remarquer que pour ces deux dernières méthodes, les résultats sont légèrement différents si on fait un bilan avec les mois moyens et si l'on fait la suite de tous les bilans mensuels pendant les cinq années. Le calcul automatique de tels bilans est maintenant programmé (1). On a alors constaté que le bilan effectué à partir de mois moyens donne des valeurs de l'Evapotranspiration réelle moyenne annuelle toujours supérieures d'environ 30 mm à celles que l'on obtient en effectuant la succession de tous les bilans mensuels. La pente des droites présentées plus haut reste la même.

3814 - Formule de Penman

A titre indicatif, la formule de Penman (2) basée sur le bilan de l'énergie à la surface de la terre et le taux de diffusion de la vapeur d'eau dans la partie inférieure de l'atmosphère, a donné à Grenoble une valeur de l'ETR de 742 mm. (3).

382 - Evaporomètre Piche

L'évaporation par l'appareil "Piche" (4) est mesurée en 2 stations régulièrement, sauf pendant les mois de gel où l'appareil serait détérioré. (graphique 382 a, tableau 382 b).

Les valeurs mensuelles moyennes sont d'autant plus différentes entre Bourg Saint Maurice et Grenoble, que la température du mois est élevée.

39 - CONCLUSION

Le climat du bassin de l'Isère de 1963 à 1967 a été du type continental montagnard (Centre et Nord) toutefois il est très modifié, sur les zones périphériques, moins abritées, par des influences méditerranéennes au Sud et à l'Est et "cycloniques" à l'Ouest et au Nord Ouest. Ces différences de climat sont bien plus marquées par les régimes des précipitations que par les températures.

.../...

(1) BONNET M., DELAROZIERE-BOUILLIN O., JUSSERAND C., ROUX P. (1970)

(2) ISRAELSEN O.W, HANSEN E.V (1962) p. 219-224

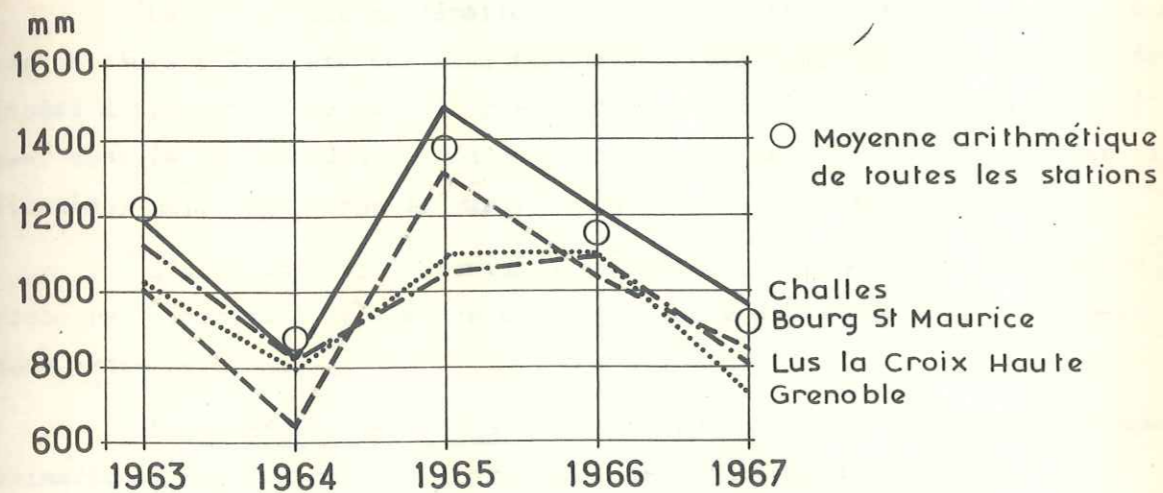
(3) Valeurs de l'E.T.P. communiquées par la Météorologie Nationale.

(4) Employé par la Météorologie Nationale.

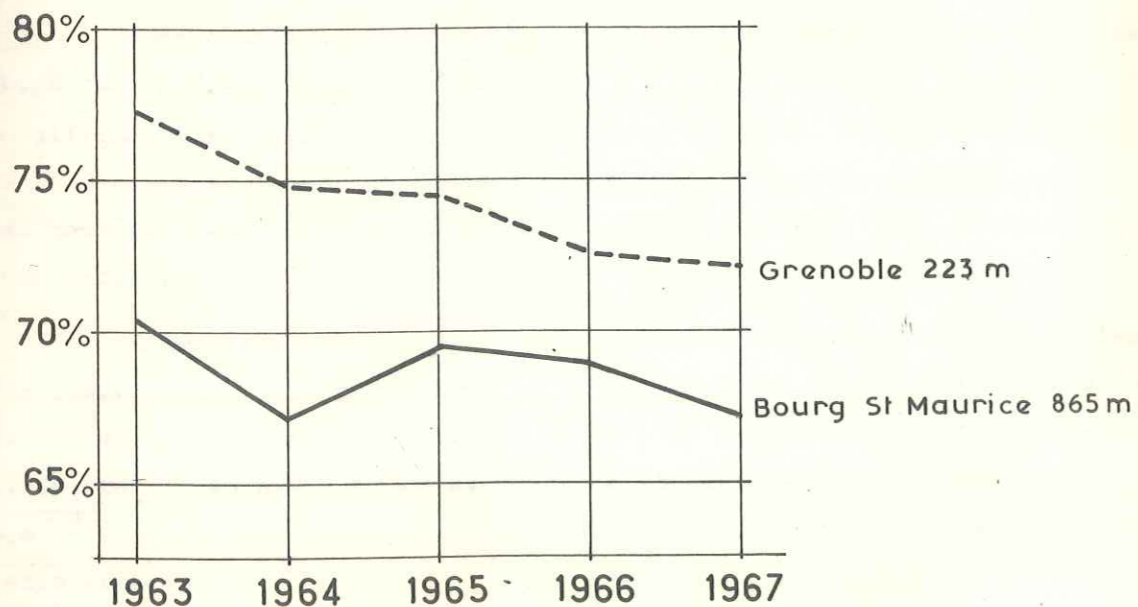
BASSIN DE L'ISERE

EVOLUTION DES PRINCIPALES MESURES
CLIMATOLOGIQUES DE 1963 A 1967

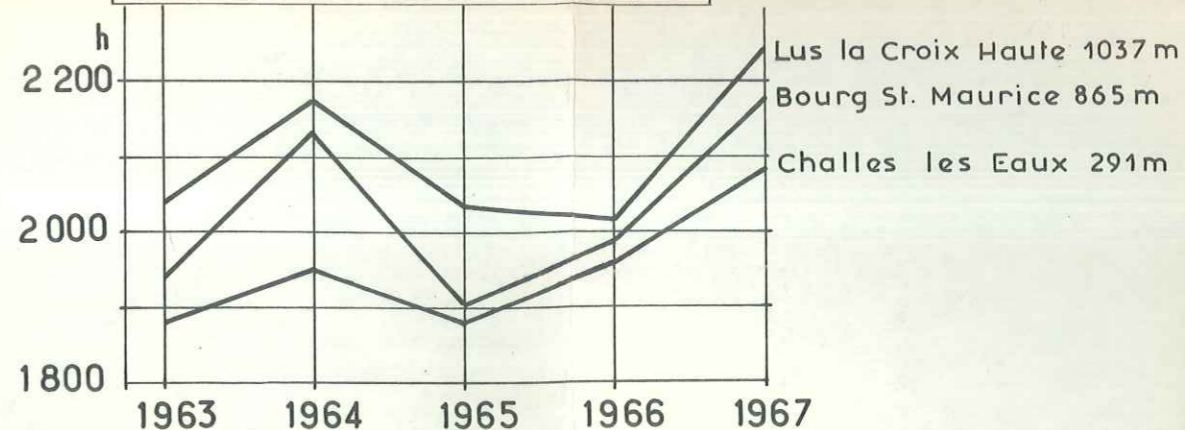
PRECIPITATIONS ANNUELLES



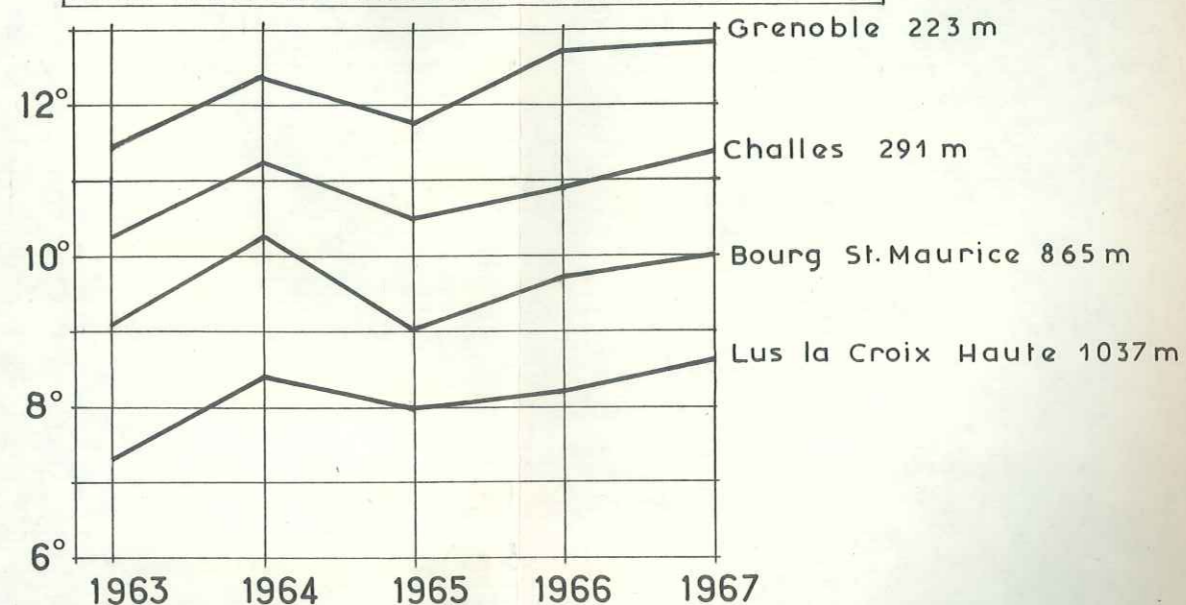
HUMIDITE RELATIVE DE L'AIR
(Moyenne annuelle de 3 mesures quotidiennes)



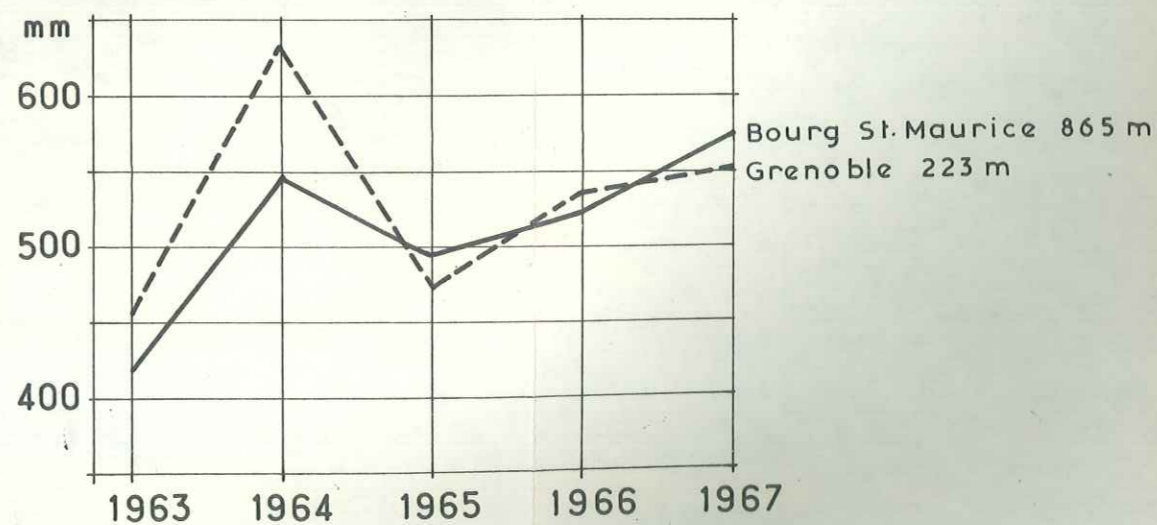
DUREE D'INSOLATION EN h/AN



TEMPERATURE MOYENNE ANNUELLE EN ° C



EVAPOROMETRE PICHE DE MAI A OCTOBRE



Nous avons vu que l'exposition aux vents pluvieux ou aux fortes insolation multiplie les combinaisons possibles entre température et précipitations bien que le fait d'utiliser des moyennes estompe les extrêmes.

Cette diversité est malgré tout soulignée par celle de la végétation qui marque bien les microclimats.

La traduction mathématique des phénomènes climatiques qui a été adoptée ne saurait être étendue sans risque d'erreur à des territoires et à des périodes différentes. Souvent l'intérêt de cette expression ne réside pas strictement dans la loi de répartition du phénomène (bien souvent linéaire par simplification) mais aussi dans la marge de variation qui l'accompagne.

L'altitude est la variable principale dont dépendent la plupart des facteurs climatiques et l'étude de l'hydrologie du bassin nous confirmera dans cette opinion.

Le graphique général 39 résume l'évolution des principaux paramètres climatiques dans la période considérée, aux stations de base.

4 - HYDROLOGIE DE SURFACE

41 - DESCRIPTION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Dans son ensemble, le chevelu du réseau hydrographique est très développé. Cette forte densité correspond à l'extrême découpage des masses rocheuses en altitude par les émissaires des nombreux glaciers. Pourtant un secteur contraste avec ce foisonnement de cours d'eau : toute la partie occupée par les calcaires massifs, les "plateaux" du Vercors particulièrement sont démunis de circulation superficielle.

L'Isère qui est le principal collecteur prend naissance dans les schistes lustrés au "glacier des sources de l'Isère", en Tarentaise, près du col de la Galise à la frontière italienne, à près de 2 650 m (x : 971,3 ; y = 61,3). Il rejoint le Rhône après un parcours de 282 km. Sa pente est en moyenne de 8,8 ‰ mais elle varie beaucoup d'amont en aval et suivant les terrains rencontrés.

.../...

Le cours supérieur de l'Isère jusqu'à la confluence de l'Arc a une pente de 21,6 ‰, aussi en Tarentaise son allure est plutôt celle d'un torrent comme les différents "Nants" et Dorons qui viennent le grossir. Coulant d'abord Nord Est, il change de direction à Bourg Saint Maurice et contourne ainsi le Beaufortin par l'Ouest, puis à Moutiers il reprend sa direction primitive et traverse perpendiculairement la double chaîne cristalline au Nord du Grand Arc et de la Lauzière. Lorsque l'Arly le rejoint, il se dirige au Sud Ouest, sa pente faiblit et se régularise pour longer par la combe de Savoie l'axe cristallin.

Dans son cours moyen, grossi des eaux de l'Arc qui a fait le tour de la Vanoise, l'Isère emprunte la large vallée du Grésivaudan, marquée de l'empreinte glaciaire, entre Belledonne et Chartreuse, évitant la cluse morte de Chambéry, puis rejoint Grenoble sans recevoir d'affluents très importants. Avec de nombreux méandres, la pente moyenne est de 1 ‰.

Dans l'agglomération grenobloise, il reçoit les eaux du Drac, qui, dans son parcours de près de 200 km, parallèle à la courbe de l'Arc, a drainé le Dévoluy et le Champsaur ainsi que l'Oisans par la Romanche.

Franchissant la "Porte de France", l'Isère reprend alors une direction Nord Ouest, pour traverser les chaînons plissés des chaînes subalpines, limitant ainsi Chartreuse au Nord Est et Vercors au Sud Ouest. En contournant le Bec de l'Echaillon, il abandonne le domaine alpin, aborde les collines du Bas Dauphiné, délaisse la large plaine de Bièvre-Valloire pour rejoindre le Rhône plus au Sud à Bourg les Valence. Dans cette dernière portion sa pente moyenne n'est plus que de 0,74 ‰. (graphique 41).

42 - EVOLUTION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE SUPERFICIEL

Le cours de l'Isère, si caractéristique avec tous ses gros affluents sur sa rive gauche et ses brusques changements de direction lors de la traversée des principales structures, est l'aboutissement d'une histoire complexe. Si des captures sont encore reconnaissables comme par exemple le Breda et le Gelon, la trace de nombreux phénomènes a été effacée par le plus important : la glaciation quaternaire.

En effet, l'écoulement des énormes masses de glace (elles ont atteint 900 m d'épaisseur sur le Grésivaudan) a modifié par les moraines des différents stades, les talwegs qui furent ensuite abandonnés aux lacs puis aux rivières. Certains lits anciens ont été obstrués (Bièvre - Valloire) ; les torrents sous glaciaires ont entaillé d'étroites gorges les verrous les plus résistants, obligeant les rivières qui les remplacèrent à emprunter les mêmes parcours.

Plus proches de nous il y eut des catastrophes historiques comme l'obstruction de la vallée à Bourg d'Oisans par la réunion des cônes de déjection puissants et opposés de l'Infernet et de la Vodaine, qui créa un lac à la fin du 12ème siècle. La rupture subite de ce barrage naturel provoqua une crue terrible mais n'eut que peu d'incidence sur la position du cours d'eau. On en retrouve toutefois la trace dans la morphologie puisqu'il y eut l'abandon d'alluvions lacustres horizontales.

Actuellement, les torrents qui se jettent dans les vallées principales repoussent par leur cône de déjection la rivière qu'ils obligent à sinuer.

Chaque année, des éboulements et des glissements de terrain sont à redouter car l'équilibre des masses rocheuses peut être rompu sous l'action des eaux météoriques. Les formes les plus dangereuses sont les coulées de "lave" qui se déclenchent lorsque des terrains fortement argileux deviennent relativement fluides par adjonction d'eau. Ces boues très plastiques s'étalent dans la vallée même si la pente est faible, entraînant de gros blocs. Des éboulements plus localisés sont provoqués par des tassements inégaux dus à la mise en solution de façon hétérogène de certaines assises et tout particulièrement des roches calcaires et gypseuses. La présence de l'eau modifie aussi beaucoup la résistance au cisaillement d'une roche.

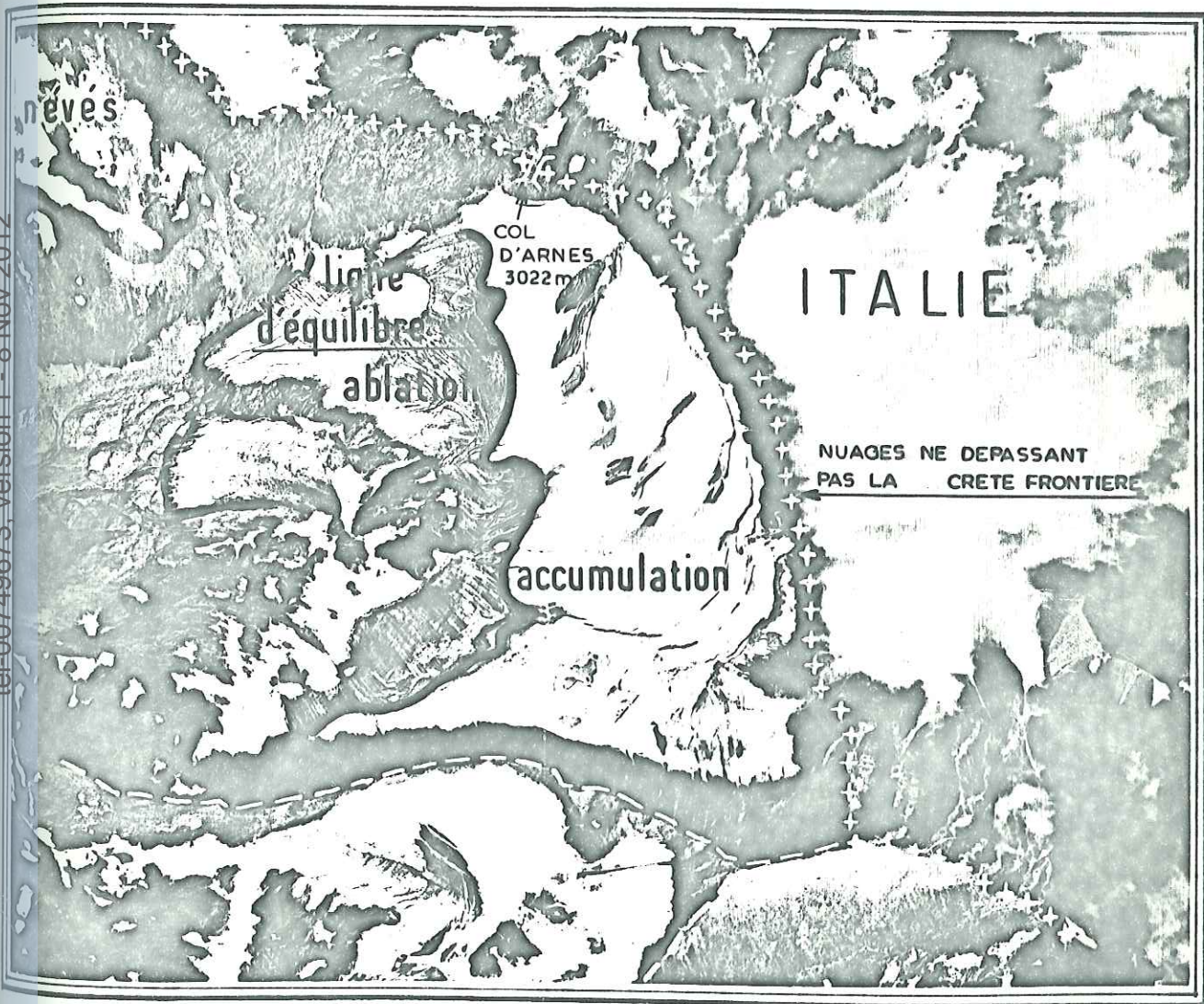
Ainsi plusieurs villages -comme les voies de communication- sont constamment menacés. L'étude lithologique, structurale et tectonique accompagnée de celle des conditions météorologiques est alors nécessaire.

43 - GLACIERS

Comme nous l'avons vu au paragraphe sur la neige, celle-ci participe à haute altitude à l'alimentation des glaciers. Pour un glacier, la ligne d'équilibre correspond à l'isohypse moyenne où l'accumulation est égale à l'ablation. Cette ligne d'équilibre évolue au voisinage de la cote 2 900. Donc pour l'ensemble du bassin de l'Isère, environ 350 km² pourraient participer à l'alimentation des glaciers. (photo 43).

LE GLACIER D'ARNES

VUE VERTICALE-SEPTEMBRE 67



cliché I.G.N.

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

431 - Ampleur des surfaces englacées

En fait, la surface continuellement englacée est réduite à moins de 120 km² (soit 1 % du BV total) car les fortes pentes avalancheuses restent libres de toute couverture neigeuse et de nombreux sites, bien que supérieurs à 2 900 m, sont défavorables à l'accumulation de glace par suite de leur exposition.

Les faces nord sont beaucoup plus favorables à l'établissement des glaciers, ceci est particulièrement net dans la vallée de la Romanche.

La quantité des précipitations sur les glaciers est aussi variable suivant l'altitude, l'exposition et la position dans le massif montagneux comme il a été précisé dans l'étude générale des précipitations.

Depuis de nombreuses années, la tendance a été au recul des glaciers ; cela est particulièrement net à la lecture des cartes dressées successivement qui montrent le retrait assez continu des langues glaciaires accompagné d'une diminution considérable de leur surface (graphique 431 a, tableau 431 b).

L'inventaire des glaciers alpins est en cours (1).

432 - Bilan d'un glacier

La variation de masse des glaciers a aussi été constatée depuis très longtemps ; les fronts glaciaires changent de position chaque année, parfois même ils sont temporairement en progrès. Ces fluctuations dans le temps sont des indices, mais ne peuvent servir réellement pour calculer les bilans de glace car la topographie d'un glacier est aussi très changeante si bien qu'un recul du front ne signifie pas forcément que le bilan est négatif.

Pour les glaciers français nous ne disposons que d'études localisées, à ce sujet. Le glacier de ST SORLIN entre 1957 et 1961 a une ligne d'équilibre entre 2860 et 2935 m ; résultat assez comparable à celui de la Mer de Glace en 1958 qui est de 2800 m (2).

.../...

(1) VIVIAN R. (1967). Fiches des glaciers des Alpes Rev. Géog. Alp.

(2) LLIBOUTRY L., VALLON M., VIVET R. Etude de trois glaciers des Alpes françaises AIHS commission neiges et glaces, colloque d'Obergurgl 1962.

On a constaté que l'ablation comme l'accumulation pour un glacier dépendent de l'altitude d'une façon linéaire. Grossièrement on peut évaluer à 1/2 la surface d'ablation dans les Alpes du Nord, alors qu'elle est de 1/5 dans les Alpes du Sud car elle y est plus active.

Le glacier de Sarennes, au centre du bassin de l'Isère, a fait l'objet d'une étude quantitative. Plusieurs relevés photogrammétriques ont permis d'établir une corrélation entre les données climatiques et les variations de volume du glacier ; ainsi le graphique 432 a montré une diminution assez continue du glacier depuis 1948 (1).

De 1948 à 1963 il a perdu en moyenne 0,8 million de $m^3/km^2/an$ alors que pendant la période qui nous intéresse il n'a perdu que 0,3 million de $m^3/km^2/an$ soit presque trois fois moins que pendant les quinze années précédentes. Ces constatations peuvent difficilement être étendues à l'ensemble des autres glaciers car celui-ci est plutôt de type Pyrénéen alors que les autres ont le plus souvent des apophyses descendant dans la vallée.

44 - EQUIPEMENT DES STATIONS DE JAUGEAGE

Pour la mesure des débits, le bassin est très bien équipé par les services de l'Agriculture, de l'E.D.F. et des Ponts et Chaussées. La plupart des cours d'eau sont mesurés avec des enregistrements continus et des tarages fréquents. Pour les stations où les régimes sont torrentiels, les profils transversaux sont complexes, on opère souvent par des tarages chimiques car les méthodes classiques sont difficilement utilisables lorsque le fond est trop irrégulier. Voir liste des stations de jaugeage 44 a et schéma du réseau jaugeé 44 b.

45 - DEBITS DES COURS D'EAU

J'ai donc retenu les mesures faites pendant cinq années de 1963 à 1967 aux 23 stations de jaugeage qui ont fonctionné régulièrement.

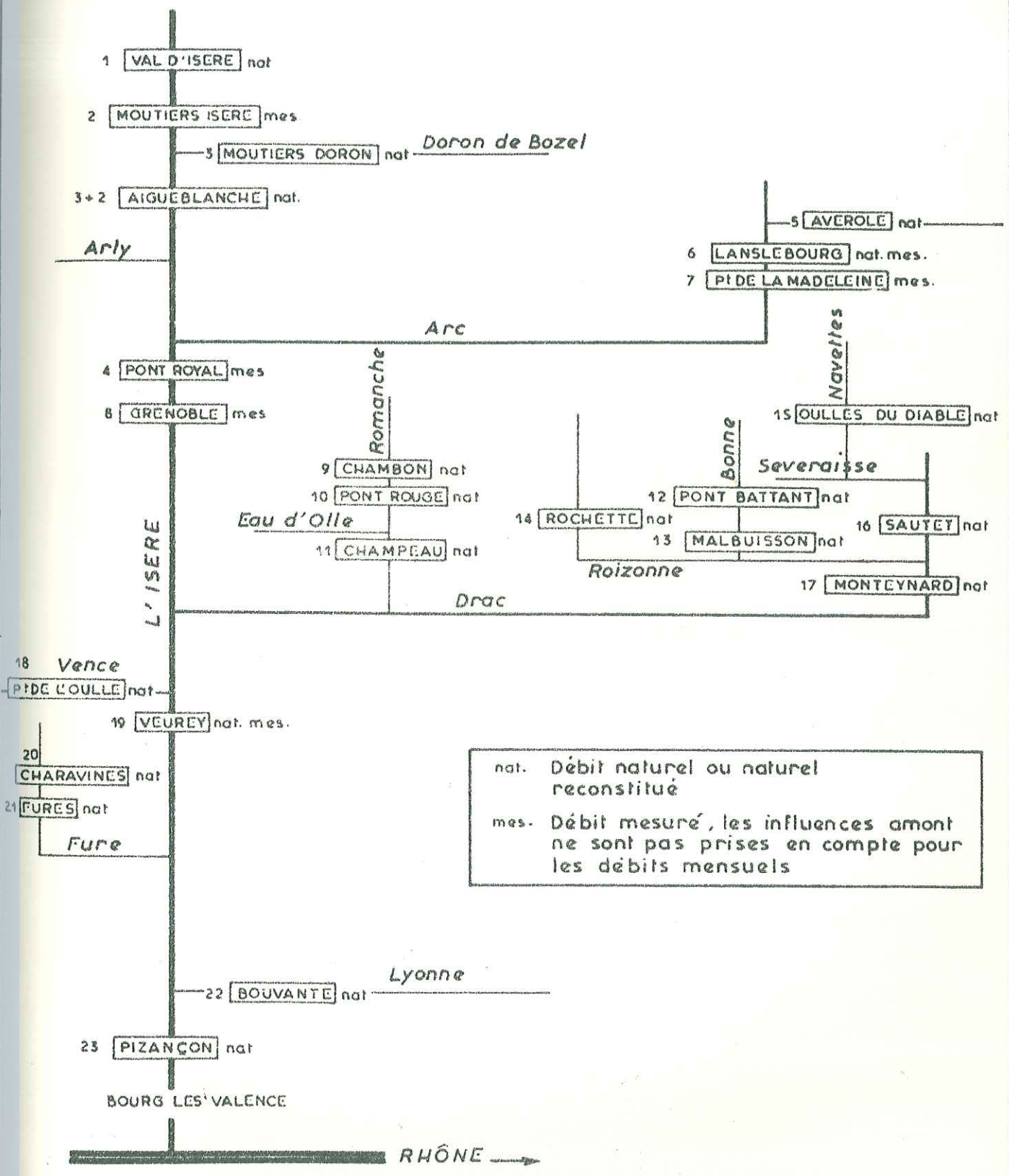
Les débits journaliers qui rendent compte plus fidèlement des phénomènes naturels ne sont malheureusement connus que pour quelques stations car dans beaucoup de cas, à cette échelle, il n'est pas possible d'avoir des débits naturels puisque les retenues ou les lachures de barrage sont très fréquentes ce qui rend illusoire toute interprétation journalière. Par contre, pour presque toutes les stations, les débits mensuels sont très proches de la réalité car les prélèvements pour les bassins voisins ou l'agriculture, comme les influences des retenues, sont prises en compte.

.../...

(1) DE CRECY L. (1963) Le glacier de Sarennes et le climat grenoblois.

BASSIN DE L'ISERE

SCHEMA DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE ET STATIONS DE JAUGEAGE



nat. Débit naturel ou naturel reconstitué
mes. Débit mesuré, les influences amont ne sont pas prises en compte pour les débits mensuels

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

Cela a permis de faire l'étude comparée de l'écoulement pour des bassins variés et nombreux.

451 - Régime de l'Isère et de ses affluents

4511 - Fiches de débits

Pour chaque station de jaugeage une fiche des débits mensuels a été établie (exemple de fiche 4511) comportant une étude statistique sommaire : moyennes annuelles, mensuelles; année moyenne en volumes et débits ; modules spécifiques d'écoulement et lames d'eau écoulées annuellement ; coefficients mensuels de débit (débit moyen du mois/débit du mois moyen).

4512 - Débits mensuels

Les débits mensuels superposés sont reportés sur le graphique 4512. La représentation en colonnes n'a pas été adoptée pour permettre une comparaison plus aisée.

Par suite de l'étendue du bassin de l'Isère et de sa diversité climatique, le régime des rivières est assez varié. Il existe plusieurs types d'écoulement que nous pourrions ainsi analyser.

Tout d'abord nous voyons que l'évolution des écoulements mensuels suit, dans beaucoup de cas, une courbe unimodale dont le maximum correspond à la fonte des neiges puis des glaces pendant la saison chaude. C'est pourquoi les valeurs d'écoulement mensuel déduites des bilans climatiques décrits au paragraphe 381 ne peuvent être utilisées car ces méthodes qui ne font pas intervenir de réserve de neige arrivent à un régime opposé avec un minimum d'été. Le régime de l'écoulement n'est donc pas en relation étroite avec celui des précipitations.

Les bassins de la zone climatique I qui reçoivent le maximum des précipitations en été ont pour cette saison un écoulement d'autant plus fort que cela correspond aussi à la fonte des neiges. Pour la zone climatique III ouest, le maximum de l'écoulement a lieu au printemps qui est la saison la plus arrosée. On remarque aussi que pour la zone III Est, la fréquente remontée des débits en Automne est liée à la période pluvieuse mais le maximum reste encore à la fonte des réserves de neige (1).

.../...

(1) On trouvera dans PARDE M. 1925 p. 442-556 une étude détaillée de l'écoulement de l'Isère.

La lecture du graphique montre encore la grande variabilité d'une année à l'autre, pour un bassin donné, des valeurs de débit maximales, alors qu'au contraire, les étiages toujours très prononcés sont d'une régularité surprenante.

4513 - Régimes des cours d'eau

L'étude des coefficients mensuels de débit met en évidence une diminution de l'apport des glaciers dans la période étudiée par rapport à la période 1933-1967 puisque pour les bassins qui ont plus de 17 % de surface englacée, le régime est nival, légèrement glaciaire, alors qu'il est habituellement plus marqué par l'influence glaciaire. L'altitude diminuant, on passe à un régime typiquement nival, alors qu'à faible altitude le régime nival est perturbé par une influence pluviale d'automne. La partie la plus méridionale drainée par le Drac (Sautet, Monteynard) est beaucoup plus marquée par l'influence pluviale avec la fonte des neiges précoce et un maximum de Novembre qui égale parfois celui de Juin. C'est aussi le cas, en moins accentué, dans le Vercors et le Grésivaudan (graphiques 4513 a à d, tableau 4513 e).

4514 - Ecoulements moyens annuels

Les débits moyens annuels figurent dans le tableau récapitulatif final. Le détail des débits journaliers et mensuels utilisés est transcrit sur des fiches que l'on peut consulter au S.G.R. Jura-Alpes du B.R.G.M.

4515 - Année moyenne

En utilisant une année moyenne à partir des débits des cinq années successives on peut espérer atteindre une plus grande précision, la marge d'incertitude pourrait être alors inférieure à 10 % car les tarages en une station donnée sont plus nombreux et les erreurs peuvent se compenser.

4516 - Comparaison avec les périodes précédentes

A l'exutoire du bassin qui est Pizançon (n° 23) , les débits moyens mensuels 1963-1967 peuvent être comparés aux fréquences des débits mensuels entre 1920 et 1959, graphique 4516 ; cela montre que le régime de l'Isère pendant la période qui nous intéresse est assez voisin de son régime le plus fréquent (50 %) avec cependant Mai, Juin et Juillet légèrement excédentaires ce qui pourrait s'expliquer par un apport nival plus important et Septembre un peu déficitaire (apport glaciaire plus faible).

.../...

4517 - Conclusion

Les régimes des différents cours d'eau sont la résultante de tous les facteurs étudiés précédemment. Nous voyons que la rétention nivale est partout très sensible.

452 - Volumes écoulés et surfaces réceptrices

Si l'on considère le volume écoulé pour chaque bassin pendant l'année moyenne, il est évidemment lié à l'ampleur de la surface réceptrice. En reportant aussi sur le graphique 452 le volume écoulé en fonction de la surface du bassin, on peut aisément comparer les bassins entre eux.

La droite V (en 10^6 m^3) = $0,95$ (en m) x S (en km^2), tracée entre l'origine et le bassin total n° 23, est une relation idéale. En fait, beaucoup de bassins s'en écartent. Certains d'entre eux, qui sont situés dans une région géographique définie et dont les points représentatifs sont en dessous de la droite, s'expliquent par la faiblesse des précipitations. C'est le cas pour le Drac moyen n° 17 - (14 + 13 + 16) et 17 - (13 + 16), ainsi que pour l'Arc moyen et supérieur n° 7, 7-6 et 6. Inversement des bassins bien arrosés ont des écoulements supérieurs. Par exemple les bassins n° 11-9 et 13.

Mais pour de nombreux bassins, n° 20 par exemple, on ne peut expliquer l'écart de l'écoulement uniquement par celui des précipitations.

La valeur de l'écoulement annuel, bien que liée à celle des précipitations ne dépend pas que de ce facteur.

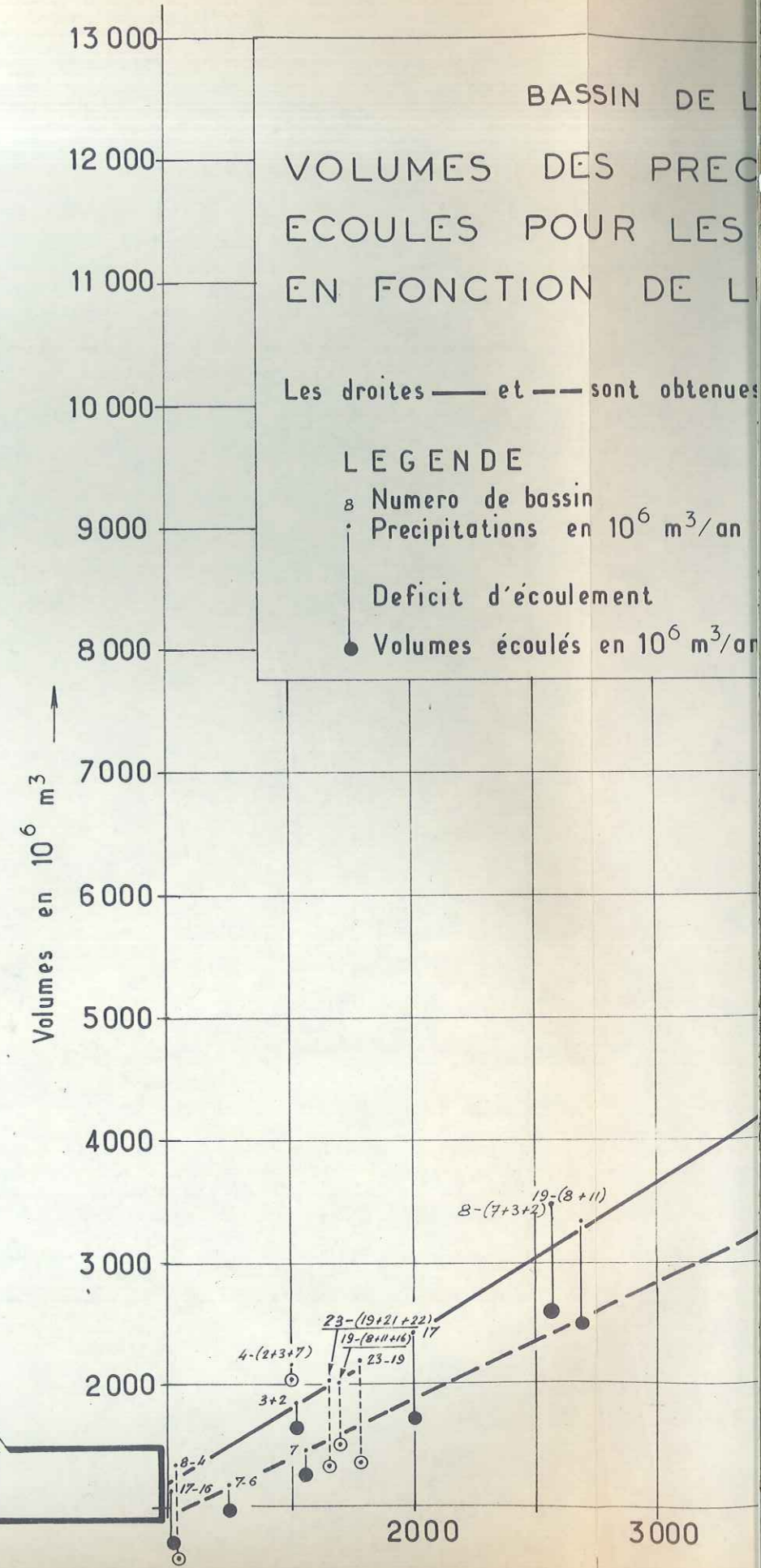
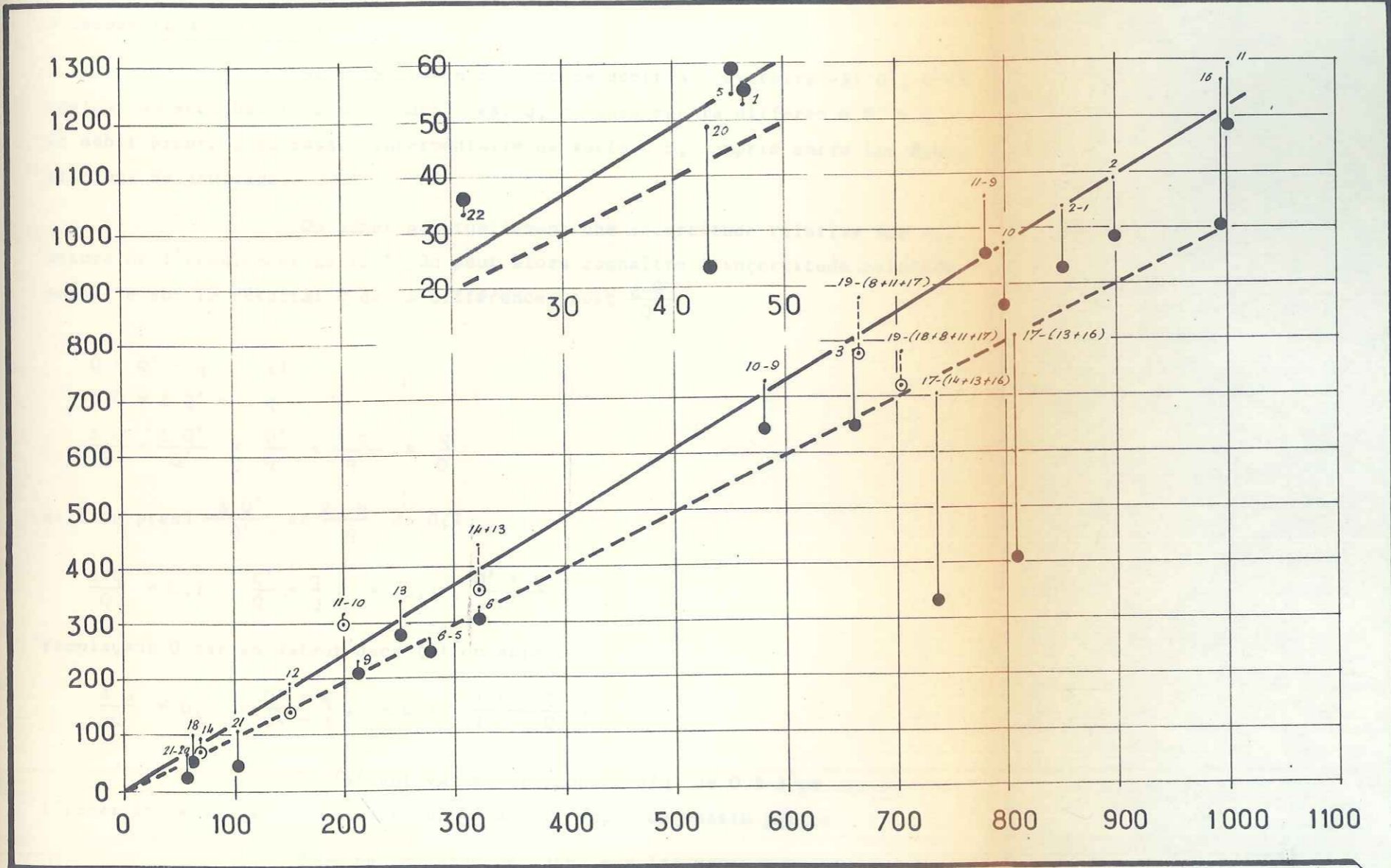
Les bassins à fort taux glaciaire n° 1 et 5 ont un écoulement nettement au dessus de la droite théorique. Cela permet encore de penser que les glaciers ont fourni plus d'eau qu'ils n'en ont retenu.

4521 - Cas des bassins karstiques

La droite $V = 0,95.S$ suppose que la surface topographique correspond à la surface drainée par le réseau aboutissant à l'exutoire jaugeé. Ce n'est pas le cas très souvent en terrain karstique pour de petits bassins. C'est pourquoi on constate un écart anormal à Bouvante n° 22.

.../...

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012



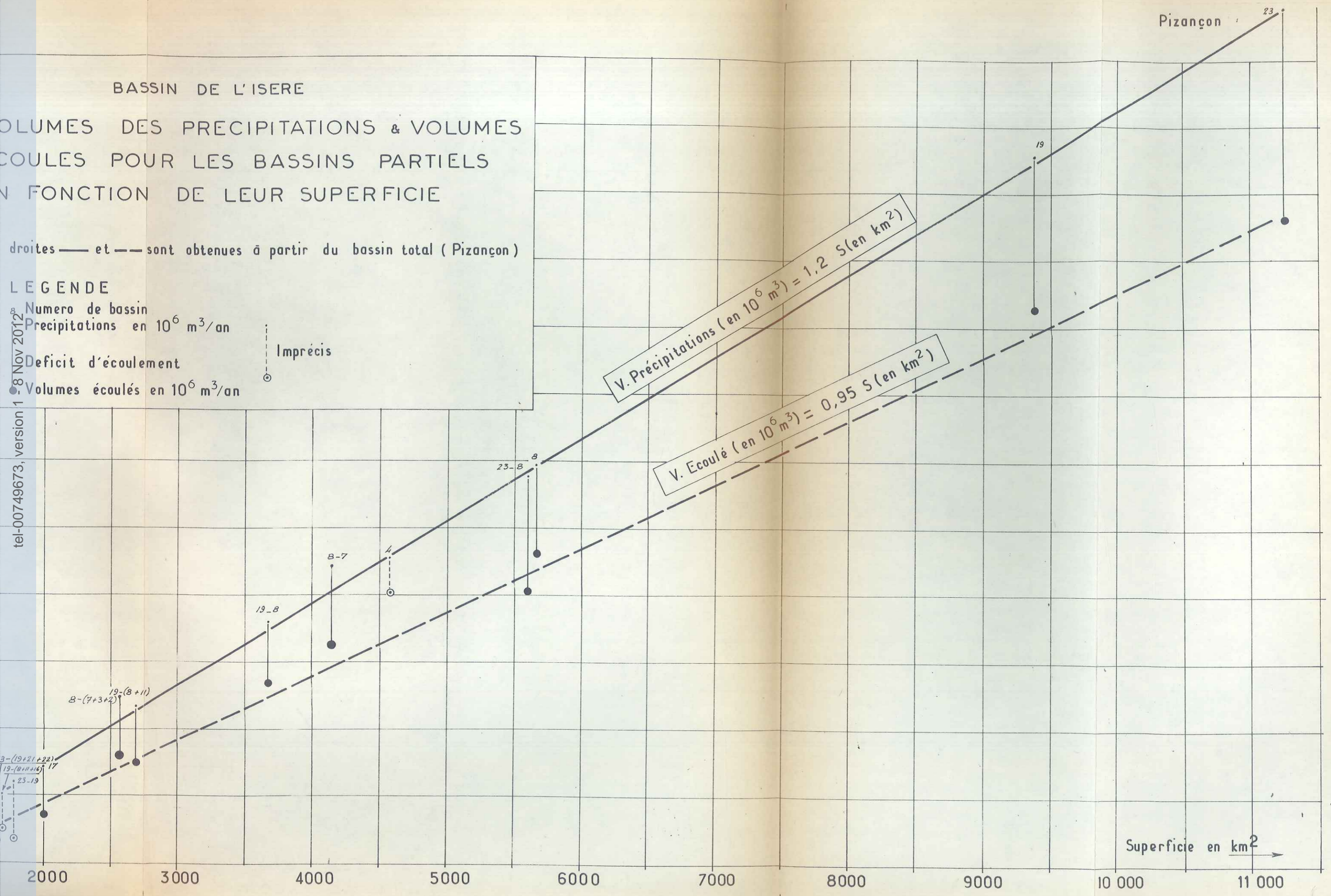
BASSIN DE L'ISERE

VOLUMES DES PRECIPITATIONS & VOLUMES
ECOULES POUR LES BASSINS PARTIELS
EN FONCTION DE LEUR SUPERFICIE

droites — et - - - sont obtenues à partir du bassin total (Pizançon)

- LEGENDE
- Numero de bassin
 - Precipitations en $10^6 m^3/an$
 - Deficit d'écoulement Imprécis
 - Volumes écoulés en $10^6 m^3/an$

tel-00749673, version 1



Superficie en km^2 →

4522 - Débit propre des bassins versants partiels

Dans le but d'arriver à un découpage plus précis de la zone étudiée, il a été procédé à des calculs de volumes écoulés pour des bassins versants partiels. Le débit propre du bassin partiel est obtenu en retranchant au débit passant à la station aval, le ou les débits entrant à l'amont; on tient compte aussi des éventuelles variations de réserves artificielles.

Les débits que l'on obtient ont des précisions très diverses (graphique 4522).

Soit un bassin S' dont le débit à l'exutoire est Q' , s'il englobe un sous bassin dont le débit est q , on aura par la différence $Q' - q$ le débit propre Q du bassin intermédiaire de surface S , compris entre les deux stations de jaugeage.

On admet habituellement une incertitude relative sur la mesure de l'écoulement de 10 %. On peut alors connaître l'incertitude relative possible sur le résultat Q de la différence, soit $\frac{\Delta Q}{Q}$

$$Q = Q' - q \quad (1)$$

$$\Delta Q = \Delta Q' + \Delta q$$

$$\frac{\Delta Q}{Q} = \frac{\Delta Q'}{Q'} \times \frac{Q'}{Q} + \frac{\Delta q}{q} \times \frac{q}{Q}$$

si l'on prend $\frac{\Delta Q'}{Q'}$ et $\frac{\Delta q}{q}$ de 0,1

$$\frac{\Delta Q}{Q} = 0,1 \left(\frac{Q'}{Q} + \frac{q}{Q} \right) = 0,1 \left(\frac{Q' + q}{Q} \right)$$

remplaçant Q par sa valeur dans (1) on aura :

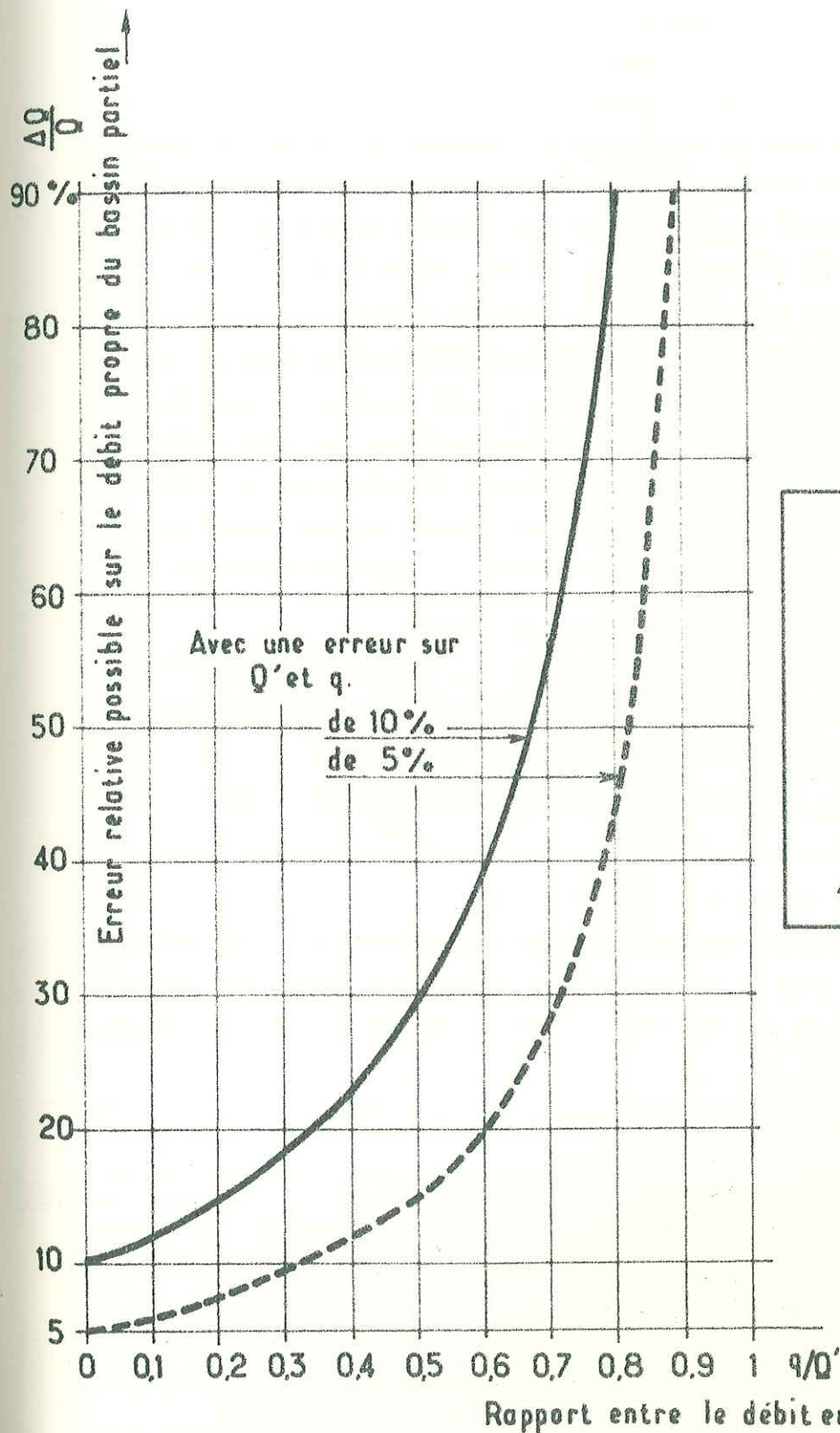
$$\frac{\Delta Q}{Q} = 0,1 \left(\frac{Q' + q}{Q' - q} \right) = 0,1 \left(\frac{1 + q/Q'}{1 - q/Q'} \right)$$

En faisant varier le rapport q/Q' de 0 à 1 on obtient l'incertitude relative possible sur le débit propre du bassin partiel.

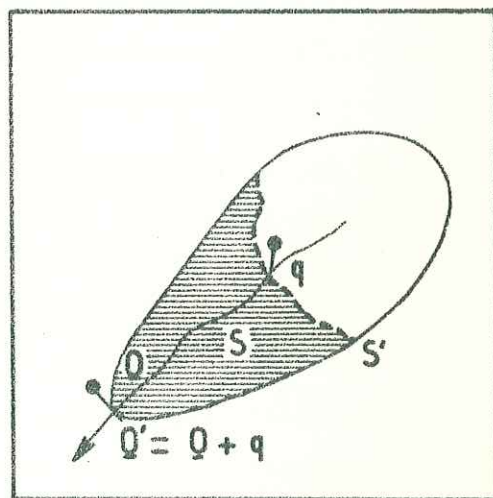
Nous ne conserverons donc que les valeurs qui risquent le moins d'être erronées. Comme les débits dans une région donnée, dépendent

.../...

BASSIN VERSANT PARTIEL - ERREUR RELATIVE SUR LE DEBIT PROPRE EN FONCTION DU RAPPORT ENTRE LE DEBIT ENTRANT ET LE DEBIT SORTANT



Avec une erreur sur Q' et q .
de 10%
de 5%



grossièrement de la surface, je n'ai retenu que les bassins partiels dont la surface propre S représente au moins le $\frac{1}{3}$ de la surface du bassin total à l'exutoire S'. Ainsi le débit propre Q du bassin partiel représente au minimum le $\frac{1}{3}$ du débit mesuré à l'exutoire Q'. Cette façon de procéder ne donne pas toujours des résultats aussi précis que ceux des bassins versants simples à une seule station, mais dans certains cas elle permet de tester les débits d'une station douteuse. Par exemple, à la station du Pont Royal les débits paraissent très forts puisqu'ils dépassent certains mois ceux mesurés à Grenoble, 70 km à l'aval. Les précipitations sur les différents bassins ne justifient pas une telle différence. D'autre part le débit propre du bassin versant partiel directement à l'amont de Pont Royal, n° 4 - (2+3+7) est excessif alors que celui du bassin versant partiel immédiatement à l'aval, n° 8-4, est extrêmement réduit. La lithologie n'indique pas la possibilité de pertes souterraines. Dans ce cas il semble donc que les marges d'incertitude ne permettent pas d'accorder trop de crédit à ces débits de bassins partiels. Et l'on peut penser que les débits au Pont Royal ont été donnés légèrement par excès. La station a été refaite et cela permettra de faire un bilan plus exact du Grésivaudan.

Comme les débits seront utilisés pour le calcul du déficit d'écoulement, une valeur par excès du débit entraînera une valeur par défaut du déficit d'écoulement et inversement. Ce qui sera constaté plus loin.

453 - Modules spécifiques d'écoulement et altitude

Lorsque l'on considère les modules spécifiques d'écoulement, la surface du bassin n'intervient plus (si l'on exclue les petits bassins karstiques). En reportant les lames d'eau écoulées des bassins en fonction de leur altitude moyenne, on remarque qu'elles s'ordonnent *de la même façon que les précipitations* (graphique 453) et que là aussi, la zone abritée de l'Est se marque par une faiblesse des débits.

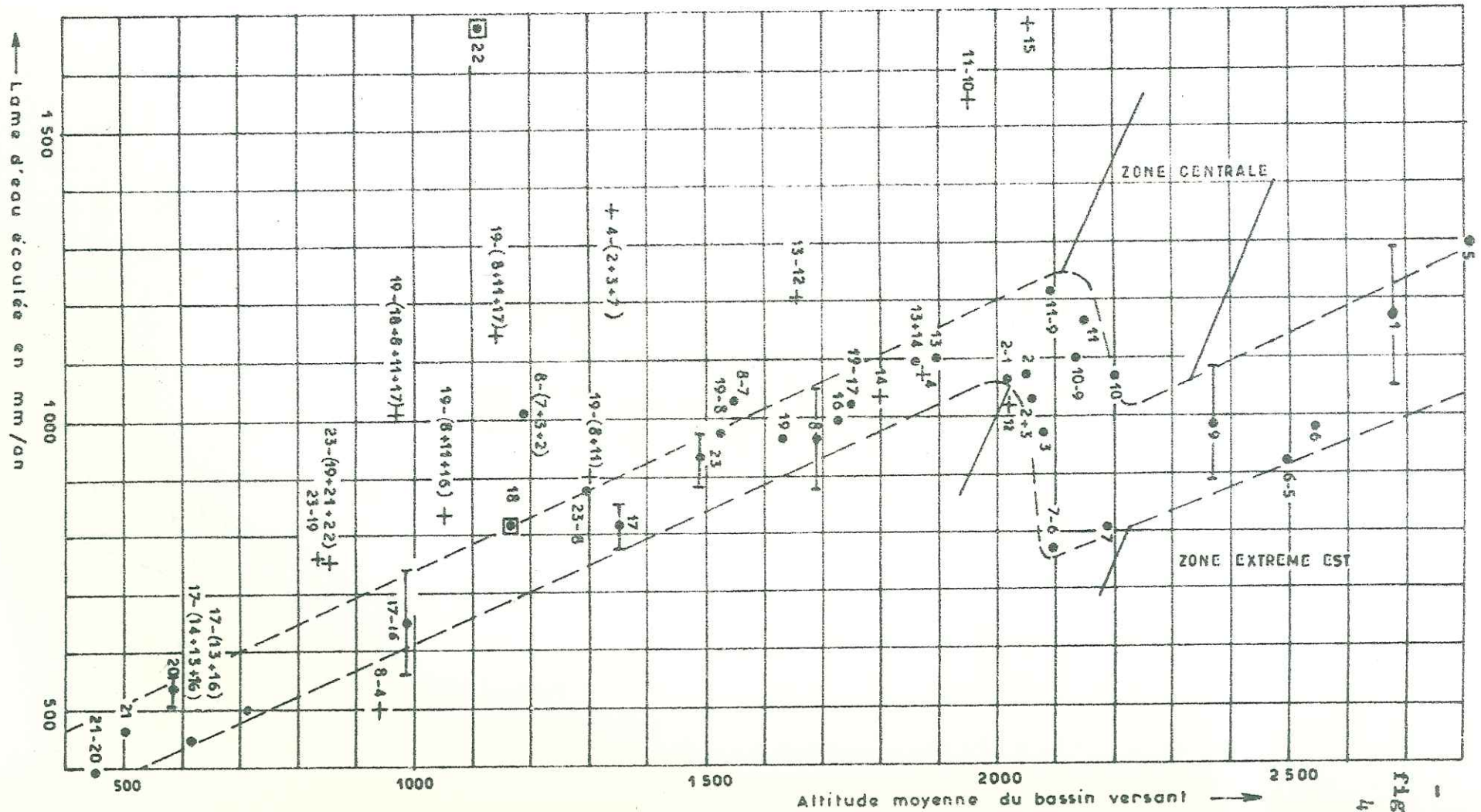
Mais l'augmentation du module spécifique en même temps que l'altitude *est plus rapide* que celle des précipitations.

.../...

BASSIN DE L'ISERE

LAME D'EAU MOYENNE ECOULEE EN FONCTION DE L'ALTITUDE MOYENNE DU BASSIN VERSANT 1963-1967

LEGENDE
 + Valeur imprécise
 □ Bassin karstique



SGR Jura-Dijon

tel-00749663, version 1 - 1 - 8 NOV 2012

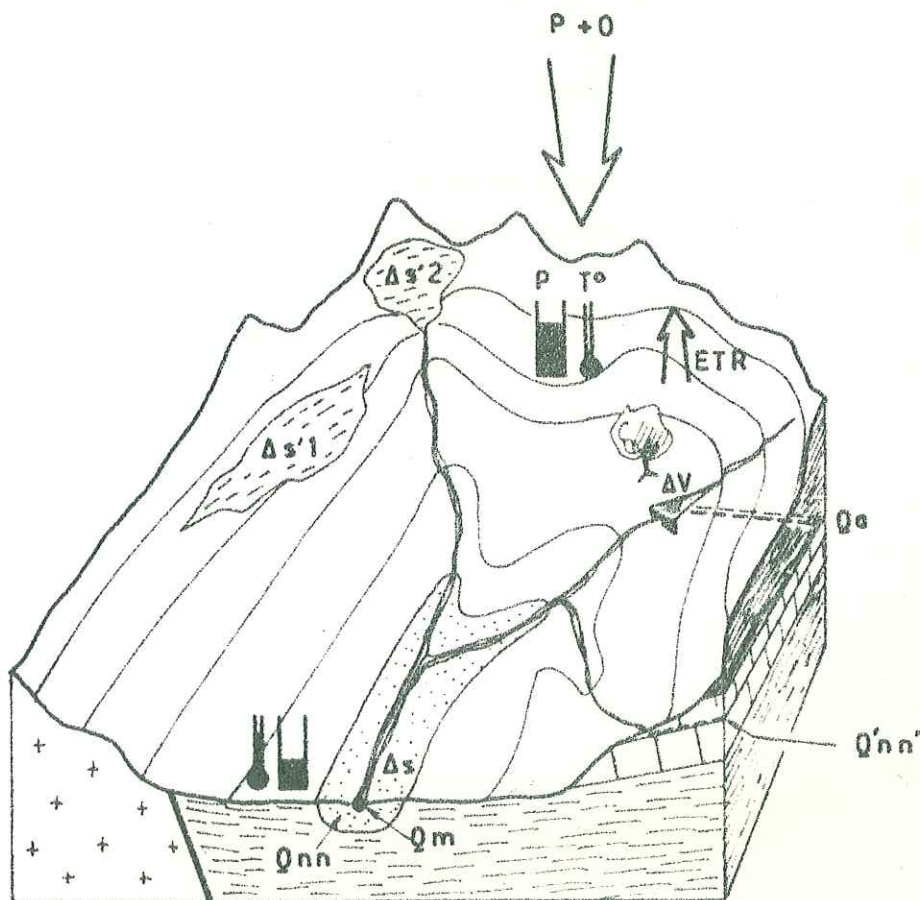
5 - BILAN DES BASSINS VERSANTS

=====

51 - ETABLISSEMENT DES BILANS

Nous disposons des volumes précipités et écoulés pendant l'année moyenne pour 23 bassins simples. Ces bassins ne sont pas entièrement indépendants puisque les plus grands en englobent plusieurs de moindre importance. On peut alors procéder au calcul du bilan de l'eau. On procède de la même façon avec les bassins partiels après avoir défini leur écoulement propre par soustraction au débit aval du (ou des) débit amont avec les restrictions vues au paragraphe 4522.

SCHEMA D'UN BASSIN VERSANT



tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

Pour un bassin versant quelconque (schéma précédent), nous pouvons faire le bilan complet de l'eau entre deux instants choisis.

Entrées :

Apports occultes (précipitations non mesurables, condensations et givre).	+ \emptyset
Précipitations mesurées et planimétrées	+ P
Ecoulement mesuré aux stations de jaugeage en amont du bassin partiel	+ $Q'm$
Apports artificiels depuis des bassins extérieurs (pompages, galeries)	+ $Q'a$
Apport souterrain naturel (karst et autres nappes extérieures)	+ $Q'nn'$
Apport souterrain par la limite amont du bassin partiel	+ $Q'nn$

Sorties :

Evapotranspiration réelle globale comprenant la sublimation des neiges et glaces	- ETR globale
Ecoulement mesuré à la station de jaugeage aval	- Qm
Prises artificielles pour bassins extérieurs	- Qa
Ecoulement souterrain vers des nappes extérieures	- Qnn'
Ecoulement souterrain par la limite aval du bassin	- Qnn

Variations des réserves :

Diminution des réserves (barrages)	+ $\Delta'V$
Augmentation des réserves artificielles (barrages)	- ΔV
Diminution des réserves de neige	+ $\Delta's'1$
Augmentation des réserves de neige	- $\Delta s'1$
Diminution des réserves de glace	+ $\Delta's'2$
Augmentation des réserves de glace	- $\Delta s'2$
Diminution des réserves souterraines	+ $\Delta's$
Augmentation des réserves souterraines	- Δs

= 0 + Σ incertitudes
des mesures ou des
planimétries

.../...

Le bilan général s'écrit :

$$\emptyset + P + Q'm + Q'a + \Delta'V + \Delta's'1 + \Delta's'2 + \Delta's + Q'nn' + Q'nn$$

- ETR globale - Qm - Qa - \Delta V - \Delta s'1 - \Delta s'2 - \Delta s - Qnn' - Qnn = 0 + \Sigma incertitudes sur les mesures.

ou encore :

:	P	=	ETRg	:	+ Qm + Qa + \Delta V	:	+ \Delta s'1	:	+ \Delta s'2	:	+ \Delta s	:	+ Qnn + Qnn'	:
:	:	:	-	:	- Q'm - Q'a - \Delta'V	:	- \Delta's'1	:	- \Delta's'2	:	- \Delta's	:	- Q'nn - Q'nn'	:
:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
:	I	:	II	:	III	:	IV	:	V	:	VI	:	VII	:

I = Connues et planimétrées

II = Inconnu mais évaluable par statistique

III = Ecoulement naturel connu

IV = Nul (année hydrologique débutant lorsque la neige a fondu)

V = Signe connu, valeur inconnue mais évaluable lorsque les autres termes sont connus

VI = Négligeable (année hydrologique)

VII = Généralement inconnu, évaluable lorsque les autres termes sont connus.

et si l'on définit :

Déficit d'écoulement constaté D = Précipitations planimétrées - Ecoulement naturel

$$D = ETRg - \emptyset - \Delta's'2 + \text{échanges souterrains} + \Sigma \text{incertitudes des mesures}$$

et pour un bassin n'ayant pas de glacier ni d'échange souterrain possible

$$D = ETRg - \emptyset + \Sigma \text{incertitudes des mesures}$$

52 - DEFICIT D'ECOLEMENT

521 - Déficit d'écoulement et altitude

Ainsi on dispose de 50 valeurs de déficit d'écoulement constaté qui s'étagent de quelques mm à + 710 mm.

(voir fiches bilans 521 a et b).

Si on reporte chaque valeur de déficit d'écoulement en fonction de l'altitude moyenne du bassin, graphique 521 c, les points représentatifs suivent une répartition parabolique décroissant en asymptote vers 0 pour les plus hautes altitudes. L'équation s'énonce alors :

$$D \text{ en mm} = 79,4 \cdot 10^{-6} h^2 - 0,51 h + 870 + 60 \text{ mm} ; h \text{ exprimé en mètres.}$$

.../...

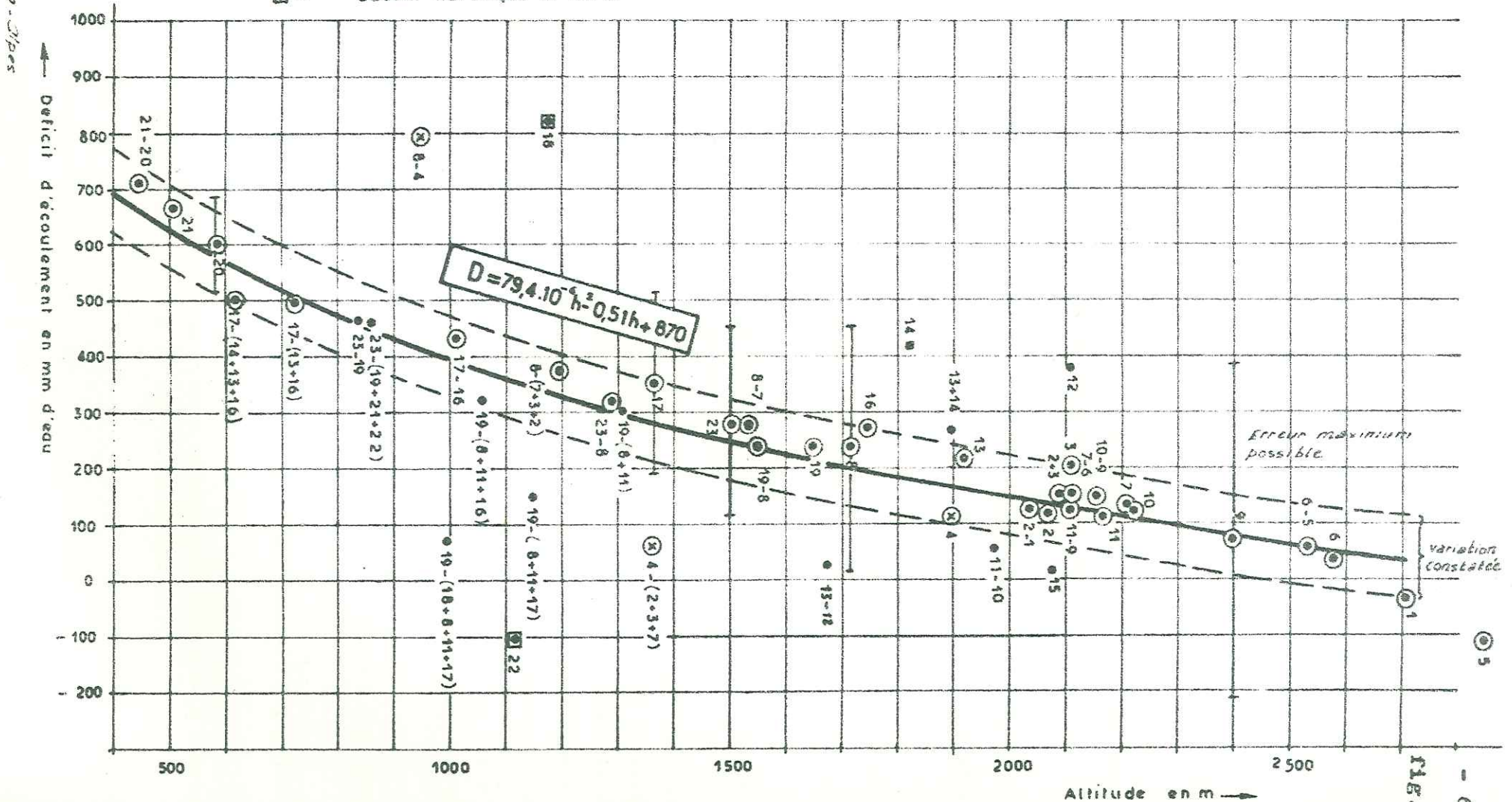
tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

BASSIN DE LISIERE
ECOLEMENT EN FONCTION DE L'ALTITUDE MOYENNE

BASSIN DE L'ISERE

DEFICIT D'ÉCOULEMENT EN FONCTION DE L'ALTITUDE MOYENNE DU BASSIN VERSANT 1963-1967

- Valeur précise
- (X) Valeurs imprécises
- 16 Bassin karstique et son N°



TEI-00749073, VERSION 1 - 8 NOV 2012

SAR - une - Alpes

Les petits bassins karstiques reconnus et les bassins partiels dont la surface propre est inférieure au tiers de la surface drainée à la station aval ne sont pas retenus, de même que ceux qui possèdent des glaciers.

La répartition présentée plus haut entraîne la remarque suivante : *Les bassins de surface différente mais d'altitude moyenne identique ont, à précipitations égales, le même déficit d'écoulement.*

522 - Incertitude absolue possible sur le déficit d'écoulement constaté

On calcule le déficit d'écoulement d'un bassin par la différence $P - Q$.

Il est donc possible de connaître la marge d'incertitude sur le résultat puisque $\Delta D = \Delta P + \Delta Q$

et
$$\Delta D = \frac{\Delta P}{P} \times P + \frac{\Delta Q}{Q} \times Q.$$

pour évaluer $\frac{\Delta P}{P}$, on se base sur la densité des postes pluviométriques (minimum de 5 % pour les bassins les mieux équipés), tandis que pour évaluer $\frac{\Delta Q}{Q}$ il faut se baser sur la méthode de jaugeage et sur la fréquence des tarages (minimum de 5 % avec une section de rivière simple équipée d'un limnigraphe, et fréquemment tarée). Si l'on envisage le cas le plus défavorable où les précipitations ne sont connues qu'à 20 % près et le débit à 10 % près, on aura la valeur maximale de l'erreur possible sur D. En effet cette incertitude varie avec le rapport D/P.

Lorsque $\frac{D}{P}$ varie de 1 à 0, Q varie de 0 à P et ΔD de 0,2 P à 0,3 P, c'est la marge d'erreur que nous devons admettre pour les déficits d'écoulement de bassins d'altitude.

A plus basse altitude P est connu à 10 % et Q à 5 % près donc lorsque $\frac{D}{P}$ varie de 1 à 0, ΔD variera de 0,1 P à 0,15 P.

En plaine, précipitations et débits sont connus à 5 % donc lorsque D/P varie de 1 à 0, ΔD variera de 0,05 P à 0,1 P.

L'incertitude maximum pouvant affecter la valeur de D constaté s'obtiendra en fonction de $\frac{D}{P}$ ou de $\frac{Q}{P}$ par le graphique 522.

.../...

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

523 - Comparaison avec les résultats de Coutagne et Lugeon

Le déficit d'écoulement a été relié à la température par Coutagne qui propose $D = 210 + 30 T$, mais les bassins qu'il a utilisé pour les basses températures sont à hautes latitudes et non à forte altitude.

En fonction de l'altitude, le même auteur a proposé :

$$D = - 0,15 h + 600$$

Il donne aussi $D = 600 (1 - 10^{-2}n)$; n = coefficient nivométrique. Ce qui s'exprimerait pour la période qui nous intéresse en remplaçant n par sa valeur en fonction de l'altitude :

$$D = - 0,20 h \text{ (en m)} + 660 \text{ mm}$$

En comparant les résultats évaporométriques avec l'altitude jusqu'à 1000 m et l'évaporation des lacs de montagne, puis en supposant que le rapport Evaporation physiologique/évaporation physique reste constant, Lugeon propose pour la Suisse les valeurs approchées suivantes pour l'évaporation "Physiologique". (in Remenieras G. (1965) p. 248)

à 400 m	600 mm
1000 m	400 mm
1500 m	300 mm
2000 m	180 mm

ce qui est très proche des valeurs du déficit d'écoulement obtenues par les bilans de l'Isère.

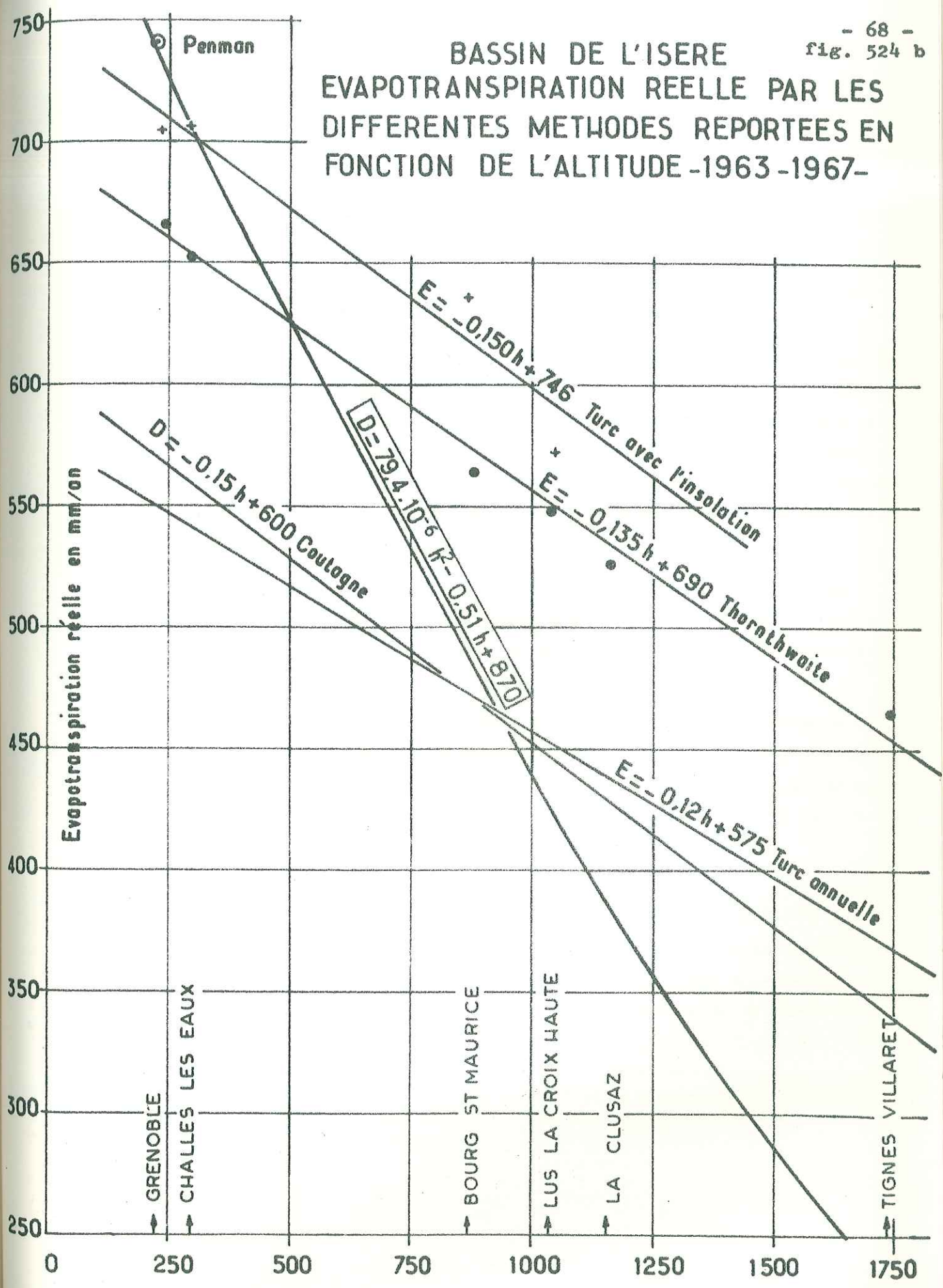
524 - Comparaison avec les formules d'Evapotranspiration réelle

Le tableau 524 a et le graphique 524 b récapitulant pour la période étudiée les résultats des différentes formules reportées en fonction de l'altitude montre un désaccord entre les formules habituelles et celles qui se rapportent plus spécialement aux bassins de montagne.

En montagne le déficit d'écoulement diminue plus rapidement quand l'altitude augmente que ne le laissent supposer les formules habituelles.

.../...

BASSIN DE L'ISERE EVAPOTRANSPIRATION REELLE PAR LES DIFFERENTES METHODES REPORTEES EN FONCTION DE L'ALTITUDE -1963-1967-



tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

Celles qui utilisent l'insolation ne semblent pas adaptées à ce cas parce que la plus forte différence de durée d'insolation entre la vallée et les sommets se fait en hiver alors que la température est faible et que la végétation est arrêtée.

Les autres ne s'adaptent pas directement aux bassins surtout en altitude.

Le désaccord avec les formules classiques peut avoir une double origine : les précipitations sont mal connues en altitude et il est possible qu'elles soient mesurées avec une erreur par défaut qui serait plus grande à haute altitude, ou bien c'est la pente qui limite l'évapotranspiration réelle puisqu'elle accélère le ruissellement et diminue ainsi la durée de l'évapotranspiration. Ces deux causes interviennent sans doute simultanément. De plus la végétation se raréfie vers les sommets.

De toute façon, il est intéressant de procéder à des bilans à partir de précipitations et d'écoulements mesurés, même si l'indice pluviométrique n'est pas très exact, car cela permet de faire des comparaisons entre les divers bassins.

De plus, si l'on fait cette opération pour un grand nombre de bassins, les erreurs sur les écoulements par exemple sont tantôt par excès, tantôt par défaut si bien que statistiquement elles doivent plus ou moins se compenser, ce qui permet de penser que les courbes moyennes que l'on peut tracer sont bien une représentation d'une réalité physique.

525 - Ecoulement, déficit d'écoulement et facteurs climatiques

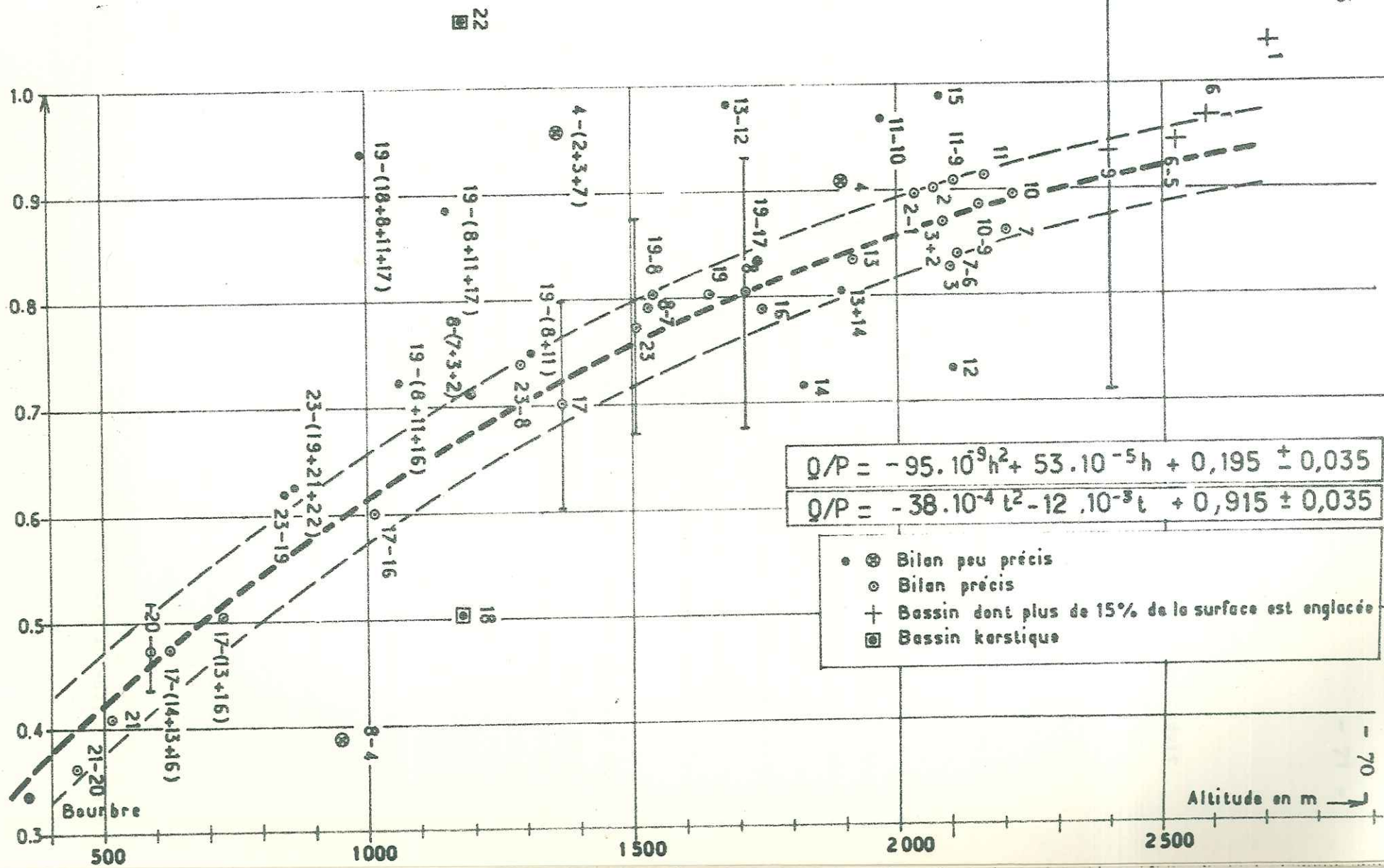
Si pour la période étudiée, on reporte la valeur du coefficient d'écoulement Q/P de chaque bassin en fonction de son altitude moyenne h , le nuage de points obtenu s'ordonne au voisinage d'une branche de parabole.(1)

(1) Une relation simple entre P et Q ou entre h et Q n'a pas pu être dégagée, c'est pourquoi une corrélation multiple entre Q , P et h a été recherchée.

COEFFICIENT D'ÉCOULEMENT DES BASSINS VERSANTS EN FONCTION DE LEUR ALTITUDE MOYENNE 1963-1967

S.G.R. Alpes

Q/P



2102Z AON 9 - 1 11015153, 51064109

La courbe moyenne tracée sur le graphique 525 a, qui traduit le mieux cette répartition, correspond à l'équation :

$$Q/P = - 95.10^{-9} h^2 + 53.10^{-5} h + 0,195 \quad \pm 0,035$$

h exprimé en mètres

Q et P exprimés en mm ou en m³.

Pour les plus fortes altitudes, le rapport Q/P tend donc vers l'unité.

Cette relation entre précipitations et écoulement s'avère valable pour la période 1963-1967 puisqu'elle retrouve la valeur des écoulements mesurés avec une précision supérieure à 4 % de la valeur des précipitations planimétrées. Il est alors possible d'estimer l'écoulement d'un bassin non jaugé dont on connaît les précipitations pendant le même laps de temps, ainsi que l'altitude moyenne.

Par contre, il est bien connu que lorsque l'on considère un bassin en particulier, son coefficient d'écoulement est variable d'une année à l'autre et même d'une période à une autre.

Ce n'est donc pas le paramètre h qui caractérise vraiment Q/P, mais si l'on exprime Q/P en fonction de la température moyenne t de la même période, par l'intermédiaire de h (cf. paragraphe 378), on peut espérer cette fois arriver à une relation plus générale.

Notre période d'étude donne alors la relation :

$$Q/P = 38,0.10^{-4} t^2 - 12.10^{-3} t + 0,915 \quad \pm 0,035$$

et comme par définition $Q = P - D$, nous pouvons encore écrire cette relation sous la forme :

$$D = P (38,0.10^{-4} t^2 + 12.10^{-3} t + 0,085)$$

t exprimé en degré centigrade

D et P exprimés en mm ou en m³.

Cela correspond à la courbe moyenne que nous retrouvons sur le graphique 525 b.

Le facteur t représente ici un indice de température ou encore la température moyenne qui correspond pour un bassin de 1963 à 1967, à son altitude moyenne.

.../...

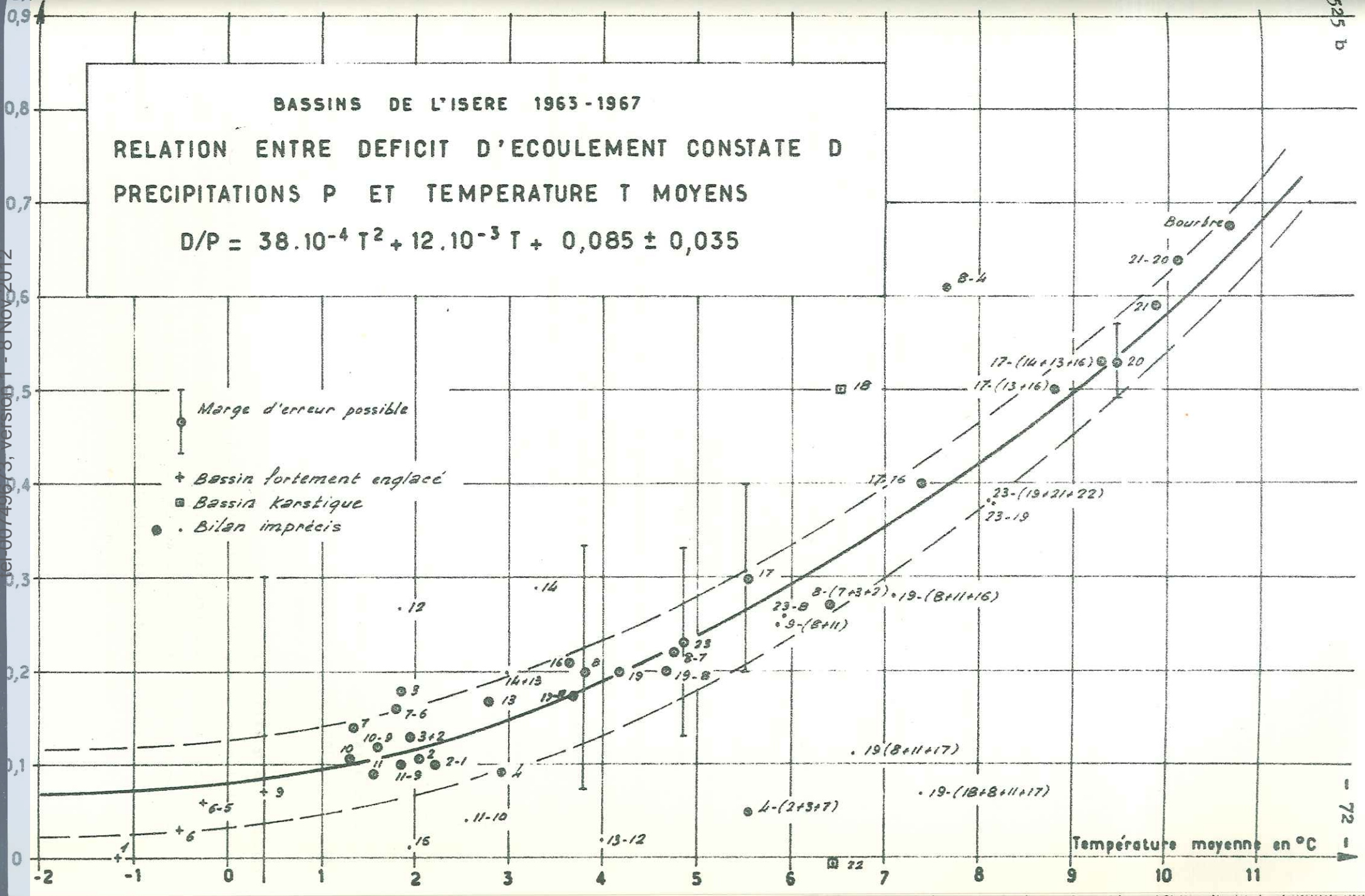
BASSINS DE L'ISERE 1963-1967

RELATION ENTRE DEFICIT D'ECOULEMENT CONSTATE D
PRECIPITATIONS P ET TEMPERATURE T MOYENS

$$D/P = 38 \cdot 10^{-4} T^2 + 12 \cdot 10^{-3} T + 0,085 \pm 0,035$$

- Marge d'erreur possible
- + Bassin fortement englacé
- Bassin karstique
- Bilan imprécis

01-007497 C, VERSION 1 - 8 NOV 2012



De nombreux chercheurs ont montré que le déficit d'écoulement d'un bassin varie peu d'une période à une autre (H. SCHOELLER, 1962, p.460). La relative constance de D s'expliquerait alors par le fait que les années pluvieuses sont moins chaudes (graphique 39) ; les effets des variations de P et t tendent donc à se compenser. Par contre, le coefficient d'écoulement qui n'est lié qu'à la température pourra présenter des variations d'une période à une autre surtout si la période envisagée est courte (année hydrologique plus chaude par exemple).

La relation entre D, P et t, est telle que, à t constant D est lié à P de façon linéaire. C'est ce qui a permis de construire l'abaque 525 c. Par cette représentation graphique de la dernière relation, on peut obtenir rapidement la valeur de D qui correspond à celle des précipitations planimétrées sur un bassin, à condition de connaître aussi sa température moyenne.

Pour tous les bassins, le calcul de D a été fait suivant la dernière formule par ordinateur. L'écart maximum entre le résultat de la formule et celui du bilan a été de 70 mm alors que l'écart moyen est de + 30 mm.

Les éléments des bilans des bassins versants sont donnés en fin d'ouvrage. Il sera intéressant de vérifier si cette relation est encore applicable pour d'autres périodes. On peut déjà signaler que, pour le bassin de la Bourbre au Pont de Jamezyieu, bassin de 703 km² qui jouxte au Nord celui de l'Isère et dont les débits ne sont connus qu'à partir de 1964, l'utilisation de la relation présentée plus haut a fourni pour la période 1964-1968, des résultats concordants avec les mesures. Par l'abaque on obtient $D = 685 \pm 37$ mm alors que D constaté est de 710 mm (voir dernière ligne du tableau récapitulatif des bilans).

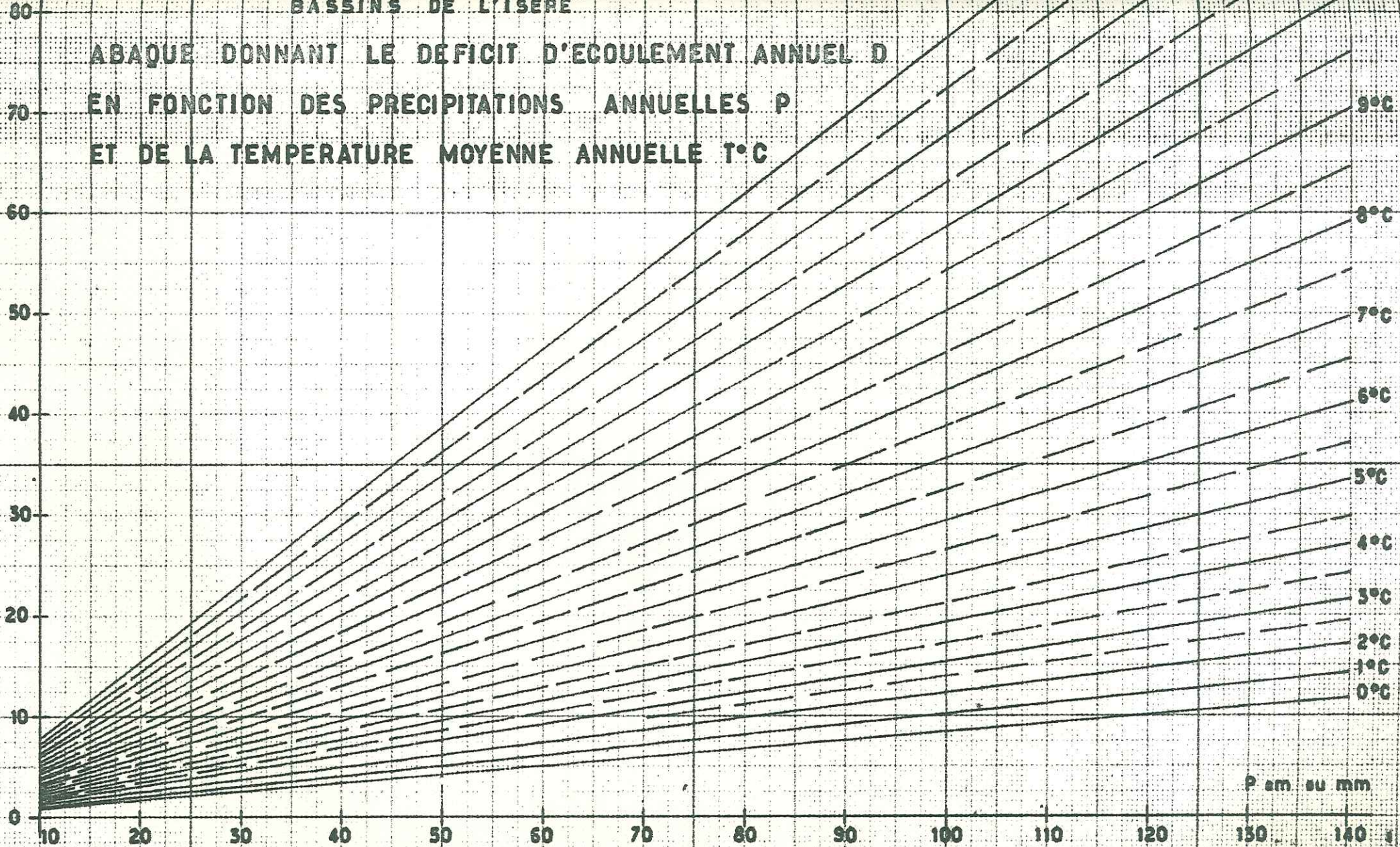
Le bassin de la Bourbre, composé d'alluvions de glaciaire et de molasse miocène a un déficit d'écoulement en accord avec celui des petits bassins semblables n° 21 et 20, *malgré la différence des surfaces.*

Nous venons de voir que la relation statistique entre précipitations écoulement naturel et température est assez étroite, alors que le calcul d'incertitude précédemment envisagé (522) laissait supposer une marge de variation beaucoup plus grande, particulièrement pour les bassins élevés. Cela permet de penser que l'erreur qui affecte l'évaluation des précipitations doit être pour la plupart des cas dans le même sens et elle-même en relation avec l'altitude.

BASSINS DE L'ISERE

ABaque DONNANT LE DEFICIT D'ECOULEMENT ANNUEL D
EN FONCTION DES PRECIPITATIONS ANNUELLES P
ET DE LA TEMPERATURE MOYENNE ANNUELLE T°C

D en mm



P en mm

2102 AN 01 8 NOV 2012

12°C
11°C
10°C
9°C
8°C
7°C
6°C
5°C
4°C
3°C
2°C
1°C
0°C

La recherche de la température moyenne d'un bassin pour une autre période sera simplifiée du fait que la loi de variation de la température en fonction de l'altitude présente une valeur constante du gradient thermique . Seule varie l'ordonnée à l'origine (période plus chaude ou plus froide).

526 - Bilan des bassins fortement englacés

Pour les bassins dont l'altitude moyenne est supérieure à 2 600 mètres et qui possèdent des glaciers, il est fréquent de constater que l'écoulement a des valeurs supérieures à celles des précipitations mesurables. Dans ce cas, bien que l'estimation des précipitations soit sujette à caution à cause du manque de précision et de la faible densité des mesures, il est normal d'envisager un excédent d'eau livré à l'écoulement par la fonte des glaciers. En effet, lorsque le bilan des glaciers est lui-même négatif (ablation supérieure à l'accumulation), on doit retrouver un excédent d'eau à la station jaugeant le bassin qui les contient.

La formule du paragraphe précédent, établie grâce aux bilans des bassins qui ne sont pas influencés par des réserves de glace, permet d'évaluer l'écoulement qui correspondrait aux précipitations mesurées et à elles seules s'il n'y a pas d'échanges souterrains. Donc pour tous les bassins à fort taux glaciaire où l'écoulement réel ne correspond plus à celui que donne la formule, on peut imputer cet écart à la variation de stock de glace.

Par exemple pour le bassin de Val d'Isère n° 1, l'excédent d'écoulement (Q réel - Q théorique) rapporté aux surfaces englacées, donne une libération supplémentaire de $0,65 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{km}^2$ de glacier/an. Le même calcul pour le bassin d'Averole n° 5 donne une libération de $0,75 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{km}^2$ de glacier/an.

Les précipitations étant probablement sous-estimées, Q théorique est alors donné par défaut, donc l'excédent de fonte ainsi calculé représente un maximum.

Ces valeurs approximatives sont malgré tout intéressantes car elles sont comparables à celle qui a été obtenue au glacier de Sarennes ($0,32 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{an}$) pendant la même période par une méthode différente.

.../...

Nous voyons que ces quantités d'eau supplémentaires sont notables pour des bassins fortement englacés, mais leur importance diminue rapidement lorsque l'on considère le bilan de grands bassins ; si bien que pour le bassin total cela devient infime puisque pour Pizançon cet excédent dû aux glaciers représenterait au maximum 7 ‰ de l'écoulement total.

Les débits d'Août et Septembre sont les plus influencés par les variations de stock de glace liées aux températures, pourtant l'étude des hydrogrammes des torrents glaciaires semble montrer l'existence de nappes d'interstices dans les terrains sous le glacier et les moraines qui assure un débit minimum de quelques litres/s/km² jusqu'à la fin de la période froide et qui serait à l'origine, pendant la période chaude, d'un retard à l'écoulement de fonte.

6 - ROLE DE LA LITHOLOGIE DES BASSINS

=====

Les précipitations qui ont lieu sur les différents bassins, ne sont rendues aux rivières qu'après une rétention considérable. Nous avons vu que les températures négatives "bloquent" l'écoulement et provoquent un étiage hivernal prononcé. Après la fonte des neiges, comme après toute chute de pluie importante, les terrains sont le siège d'une infiltration puis d'un écoulement souterrain dont l'importance et la durée dépendent des caractéristiques hydrauliques des roches. C'est pourquoi il est nécessaire de représenter cartographiquement les différents types de roches pour pouvoir interpréter l'évolution des débits des cours d'eau.

Sur l'ensemble d'un grand bassin comme celui de l'Isère, l'histoire géologique ayant été très complexe, on rencontre en surface une extrême hétérogénéité lithologique car, à la variété des faciès pétrographiques, se surimposent les effets d'une tectonique intense. Toute représentation cartographique des caractéristiques hydrauliques des roches ne pourra donc se faire qu'au prix d'une inévitable simplification.

25 AOUT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION

B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

.../...

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

61 - GRANDS TYPES DE TERRAINS SUIVANT LEUR RESISTANCE A L'ECOULEMENT
DE L'EAU

611 - Description et classification

En groupant les terrains en ensembles qui présentent des caractéristiques hydrauliques voisines, nous pouvons faire apparaître des zones qui, sans être vraiment homogènes, pourront être définies comme ayant des propriétés vis à vis de l'eau "variables dans les mêmes limites". Ces propriétés ne peuvent pas, pour l'étude du transfert pluie-débit, être résumées seulement par la perméabilité car, si le retard à l'écoulement occasionné par les terrains est bien lié à ce paramètre pour ses valeurs intermédiaires, ce n'est plus le cas pour ses valeurs extrêmes. Par exemple, l'effet d'une roche très peu perméable sur le retard à l'écoulement sera de beaucoup compensé par l'importance du ruissellement de surface, si bien qu'une roche très perméable (de type karstique) pourra présenter les mêmes effets sur l'écoulement.

C'est pourquoi les grandes classes suivantes ont été adoptées :

- ① - Ensemble de terrains très peu perméables permettant une infiltration très faible et un écoulement souterrain qui représente de 0 à 20 % de l'écoulement total. Ces terrains, du fait de la proportion du ruissellement n'entraînent pas de retard à l'écoulement notable. Les sources y sont rares et peu abondantes, sauf le long de leurs limites avec des terrains plus perméables.

argiles

marnes

alternances de calcaire marneux et de marnes

moraines argileuses.

- ② - Ensemble de terrains peu perméables, mais dont l'altération, les diaclases ou les éboulis permettent l'infiltration de l'eau dans certains secteurs. L'écoulement souterrain ne représente que 10 à 30 % de l'écoulement total. Le retard à l'écoulement est encore faible par suite de la pente toujours considérable dans ces zones alpines.

Le débit des sources y est donc très variable.

serpentine

quartzites fissurés

schistes lustrés

.../...

crystallin ou cristallophyllien avec des arènes et fissurés
houiller métamorphique
flysch et permo-houiller tectonisé

- ③- Ensemble de terrains à perméabilité d'interstices faible à moyenne. L'infiltration est à l'origine d'un écoulement souterrain qui représente 30 à 50 % de l'écoulement total. Le retard à l'écoulement y est important car ces zones ont un relief moins accusé. Les sources sont donc à débit faible mais soutenu.

molasse

sables et graviers à passées plus argileuses

moraines lavées

- ④- Ensemble de terrains à perméabilité assez forte et dont l'indice de vide est important. L'écoulement souterrain représente 50 à 80 % de l'écoulement total. Le retard à l'écoulement est alors très important et les sources qui y prennent naissance ont des débits soutenus, par contre la qualité de leurs eaux est à contrôler.

calcaires fissurés

éboulis peu cimentés

cargneules vacuolaires.

- ⑤- Ensemble de terrains à perméabilité d'interstices forte. La part de l'écoulement souterrain est prépondérante, de 80 à 90 % de l'écoulement total. Le retard à l'écoulement est encore important car ce sont des zones où la pente est faible. La qualité des eaux souterraines est bonne lorsque la zone d'emprunt n'est pas à proximité du cours d'eau.

nappes phréatiques des vallées

plaines alluviales

terrasses et cônes de déjection des ruisseaux qui s'y joignent.

.../...

⑥ - Ensemble de terrains à perméabilité "en grand". L'écoulement souterrain y est très développé et représente 90 à 100 % de l'écoulement total. La circulation de l'eau dans des grosses fissures ou chenaux de dissolution y est rapide et le retard à l'écoulement très faible. Les sources ont donc un débit très fluctuant, sont pour la plupart temporaires et la qualité de leur eau est douteuse.

éboulis vifs grossiers

calcaires massifs karstifiés

gypse à entonnoirs.

612 - Etablissement d'une carte schématique

Sur ces bases, la carte 612 a été établie; ce qui permet de constater que, bien que les différents ensembles soient représentés, ceux de perméabilité faible et très faible prédominent, *aussi bien en altitude (cristallin et cristallophyllien) que dans les zones plus basses où le faciès marneux est prépondérant*. Les formations perméables capables d'entretenir une nappe phréatique sont très localisées, souvent linéaires au plus bas des vallées et ne représentent qu'une très faible partie de la surface des bassins versants. A l'échelle de la carte, il n'a pas pu être tenu compte de nombreuses zones d'éboulis ni des zones d'alteration (arènes) ou de recouvrement glaciaire bien que l'on sache qu'elles alimentent de nombreuses sources et augmentent ainsi le retard à l'écoulement pour des terrains classés très peu perméables, surtout pour les massifs élevés.

Les zones à perméabilité en grand sont particulièrement fréquentes dans les chaînes subalpines où les réseaux karstiques sont très développés (Chartreuse, Vercors et Dévoluy). Les zones de gypse qui sont plus abondantes à l'Est couvrent d'importantes surfaces mais ont un contour compliqué dicté par la tectonique si bien que les circulations d'eau y seront moins généralisées et ne pourront avoir d'importance que localement.

Pour cette carte, les principales failles ont été conservées ainsi que certaines limites géologiques permettant de donner un aperçu structural sommaire. C'est ainsi que la structure du Dévoluy paraît très intéressante en tant que réservoir naturel.

.../...

62 - INFLUENCE DE LA LITHOLOGIE SUR LA VALEUR DE L'ÉCOULEMENT

621 - En général, limites de la méthode

Les bilans, nous ont permis de voir au paragraphe 525, que, d'une façon générale, l'écoulement annuel est principalement lié aux facteurs climatiques précipitations et température. L'influence de la lithologie des bassins sur la valeur de l'écoulement apparaît dans la plupart des cas comme secondaire, elle ne peut alors être mise en évidence de cette façon puisqu'elle entraîne des modifications qui sont relativement faibles. Le rôle des terrains comme celui de la végétation, dépasse très rarement la marge d'incertitude inévitable due à la précision limitée des mesures et à la succession des calculs. De plus, comme le montre la carte 612, beaucoup de bassins sont composés de roches variées dont les propriétés hydrauliques sont diverses, donc leurs effets sur la rétention de l'eau et la durée de l'évapotranspiration seront déjà un résultat global moyen. Il est donc nécessaire pour une étude plus détaillée en vue de connaître le rôle des terrains, de choisir des secteurs plus restreints pour disposer de bassins géologiquement homogènes. Les stations dont on dispose actuellement et qui répondent à ces conditions sont l'exception car elles n'ont pas été établies dans ce but.

Toutefois, l'étude des bassins hydrographiques a montré que pour les zones montagneuses il y a le plus souvent concordance avec les bassins hydrogéologiques, la complexité structurale limitant les échanges souterrains.

622 - Cas particulier des bassins versants en secteur karstique

Parmi les bassins étudiés, seuls les petits bassins qui se trouvent dans les zones karstiques présentent des valeurs de déficit d'écoulement constaté qui s'écartent de façon significative des valeurs attendues par la formule statistique $D/P = 38.10^{-4} t^2 + 12.10^{-3} t + 0,085 \pm 0,035$. Pour le bassin de Bouvante (n° 22) dans le Vercors, le volume d'eau écoulé par la rivière est supérieur à celui des précipitations alors qu'à cette altitude le déficit d'écoulement devrait être de l'ordre de 495 mm. Dans le volume écoulé, la part qui vient du bassin hydrographique de superficie égale à 21 km² ne peut être que de $22,7.10^6 \text{ m}^3$, si bien que le bassin hydrogéologique doit être d'environ 32 km². Ici le bassin est constitué par un synclinal perché dont l'impluvium est

.../...

composé de calcaires karstiques surmontant des marnes très épaisses. Dans sa partie nord, il se rattache latéralement à des plateaux calcaires du même type qui seuls peuvent fournir l'eau excédentaire par circulation souterraine puisqu'il n'y a pas de réseau superficiel.

A l'inverse, le bassin du Pont de l'Oulle en Chartreuse (n° 18) a un déficit d'écoulement beaucoup plus fort que celui de 520 mm attendu par la formule. Dans ce cas, le débit de la rivière est plus faible que celui qui correspondrait à la superficie de 63,5 km² du bassin hydrographique. Une importante partie des eaux infiltrées ne parvient pas à l'exutoire jaugé et rejoint l'Isère ou le Guiers après un parcours souterrain. Un calcul analogue au précédent donne une superficie pour le bassin réellement drainé qui est de l'ordre de 46 km² seulement.

D'anciennes mesures sur l'écoulement de la Bourne et la Vernaison dans le Vercors karstique avaient montré que les débits étaient aussi sans rapport avec les superficies des bassins versants. Les mesures plus récentes sur la Vernaison à Pont en Royans depuis 1965 donnent une module spécifique d'écoulement extrêmement réduit (5,3 l/s/km²). Le module spécifique normal, compte tenu de l'altitude moyenne du bassin et des précipitations serait de 30 l/s/km²; donc environ 5/6 des précipitations efficaces s'écoulent par la Bourne (1).

63 - INFLUENCE SUR LE REGIME DES COURS D'EAU

631 - Régime mensuel moyen

Si la nature des terrains a peu de répercussion sur les volumes annuels écoulés, elle joue un rôle très important sur le régime des cours d'eau. Pour le mettre en évidence, il faut tout d'abord éliminer celui des deux autres facteurs les plus marquants : régime pluviométrique et altitude (rétention nivale)

.../...

(1) Proportion identique à celle obtenue par BOURGIN A. 1941. p. 46

Lorsque l'on considère des bassins d'altitude forte, le régime pluviométrique n'a plus qu'une influence réduite, et, si la lithologie est variée, le régime mensuel moyen pendant une période donnée *est directement lié à l'altitude*, (voir graphique 631 a). C'est alors qu'apparaît l'influence de la lithologie qui peut modifier la répartition des valeurs mensuelles du coefficient de débit. Ceci est particulièrement net pour le bassin de Val d'Isère n° 1 dont l'impluvium comprend une forte proportion de cargneules, de gypse et de calcaires fissurés. C'est pourquoi dans ce cas, les hautes eaux sont étalées sur plusieurs mois et l'étiage est moins prononcé et plus tardif que pour les bassins d'altitude moyenne comparable. Les volumes d'eau emmagasinés dans ces roches à fort indice de vide ne sont donc restitués que très lentement. Ceci a été mis aussi en évidence, à une autre échelle de temps pour toute la haute Isère par une autre méthode (LUGIEZ F. (1954)).

Pour les bassins d'altitude moyenne plus basse, nous ne pouvons comparer que les écoulements dans des secteurs de régime pluviométrique identique. Par exemple, la différence des régimes moyens la plus frappante se constate pour les bassins de Bouvante n° 22 et de Fures n° 21 ces deux bassins présentent le même régime pluviométrique. Celui de Bouvante plus élevé, a la fonte des neiges plus tardive pourtant les débits maximums des deux bassins sont très peu décalés.

Par contre, l'étiage pour Bouvante est beaucoup plus marqué et précoce que pour la Fure (1).

Donc, ces deux bassins ont des réponses très différentes à un même régime pluviométrique car le bassin n° 22 est karstique et très sensible au régime des précipitations alors que le bassin n° 21 composé de terrains meubles à perméabilité d'interstices (molasse, alluvions), amortit beaucoup plus les variations et restitue progressivement les précipitations efficaces (graphique 631 b).

632 - Régime mensuel

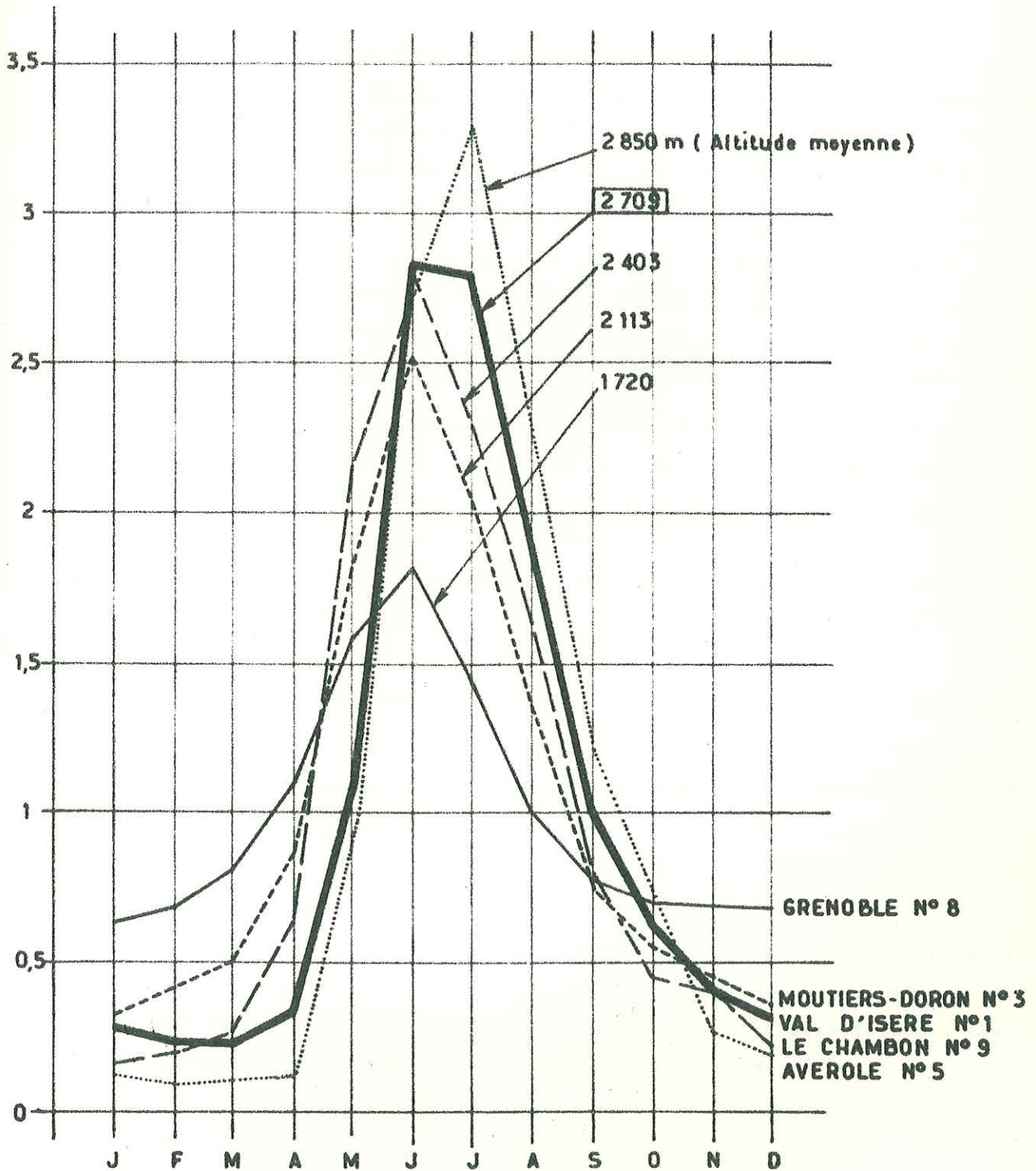
Nous pouvons faire les mêmes constatations avec le graphique 4512 qui présente la succession des débits mensuels aux diverses stations de jaugeage. Les deux bassins karstiques n° 18 et 22 situés dans la même zone climatique ont

.../...

(1) Ceci est aussi dû en partie aux lachures d'été de la retenue de Charavines.

BASSIN DE L'ISERE

COEFFICIENTS MENSUELS DE DEBIT
ANNEE MOYENNE 1963-67



des évolutions simultanées. Les deux bassins composés de collines molassiques n° 21 et 20 situés dans la même région que les précédents ont un même régime, mais différent de celui du karst.

633 - Géologie et tarissement en période non influencée

La fonte des réserves de neige est le facteur conditionnant les plus hautes eaux en montagne, par contre c'est la nature lithologique des bassins qui commande l'étiage. Cela est surtout visible lors du tarissement des aquifères en période non influencée.

Pour cette étude, on ne peut utiliser que les valeurs de débits qui ne sont pas perturbées par des retenues ou des prélèvements d'eau artificiels. Il faut aussi, pour que le résultat ait quelque signification, que les terrains recevant les précipitations soient assez homogènes dans chaque bassin.

Pour que les débits ne soient pas influencés, il faut aussi des périodes durables sans précipitations, ce qui est rare dans cette région où chaque mois a en moyenne 15 jours de pluie. De plus, pour les zones d'altitude il est nécessaire de s'assurer que les températures n'ont pas montré de fortes variations qui auraient modifié le débit de fonte des glaciers. Cette méthode est donc ici assez limitée.

6331 - Tarissement simultané de plusieurs bassins représentatifs

Toutes ces conditions ont été réalisées au mois d'octobre 1963 pendant lequel il n'y a pas eu de précipitations sur l'ensemble du bassin de l'Isère pendant 23 jours consécutifs (du 7 au 30), ce qui est assez exceptionnel. L'enneigement a ainsi été retardé. La température pendant cette période a été normale avec l'isotherme 0°C vers 3000 mètres.

Pour les bassins représentatifs choisis, si l'on reporte les débits journaliers successifs à une échelle logarithmique (graphique 6331) on constate que moins d'une semaine après les dernières précipitations, les points représentatifs des débits s'ordonnent régulièrement selon une droite, donc que la décroissance des débits suit une loi exponentielle.

.../...

La loi générale du tarissement ultime a alors pour expression :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} = Q_0 e^{-\frac{t}{T}}$$

Q_0 = débit au jour initial en m^3/s

Q_t = débit au jour t

e = 2,718

α = coefficient de tarissement global des aquifères du bassin

T = Temps nécessaire en jours pour que le débit primitif décroisse dans le rapport de 1 à $\frac{1}{e} = 0,366$ ème partie de sa valeur initiale.

On a ainsi pour le bassin :

d'Averole n° 5 ;	$Q_t = 1,20 e^{-\frac{1}{110} t}$	(substratum de schistes lustrés)
des Oulles du diable n° 15 ;	$Q_t = 0,70 e^{-\frac{1}{120} t}$	(substratum cristallin)
de Bouvante n° 22 ;	$Q_t = 0,37 e^{-\frac{1}{56} t}$	(substratum calcaire karstifié)

En conclusion, la dernière partie de la vidange du bassin granitique est donc assez lente ($\alpha = 0,0083$) et comparable à celle du bassin composé de schistes lustrés ($\alpha = 0,0091$) alors que celle du bassin karstique est deux fois plus rapide ($\alpha = 0,0178$).

6332 - Cas d'un bassin karstique

L'étude des diverses courbes de tarissement pour un aquifère donné, n'est généralement pas possible car les périodes non influencées ont des durées trop peu importantes.

.../...

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

Pourtant, lorsqu'il s'agit de bassins karstiques de superficie réduite, on dispose de nombreuses périodes de vidange puisque celle-ci est très rapide. Comme les plus forts débits arrivent à l'exutoire quelques heures seulement après les pluies, la décrue s'amorce rapidement, si bien que l'on enregistre au bout de quelques jours des débits très faibles.

Si l'on considère toutes les décrues non influencées pour le bassin karstique de BOUVANTE de 1963 à 1967, on constate que lorsque le débit moyen journalier est descendu à $0,37 \text{ m}^3/\text{s}$ ($\approx 12 \text{ l/s/km}^2$) ce qui arrive au plus tard après 10 jours sans pluie, le tarissement se poursuit *toujours de façon identique*, suivant la décroissance exponentielle établie au paragraphe précédent. Cette dernière phase correspond à la prédominance de l'écoulement laminaire de l'eau dans les terrains. La première phase de la décrue par contre est rarement la même, bien que toujours rapide. Si on la décompose chaque fois en une somme d'exponentielles, les coefficients de tarissement obtenus sont souvent différents.

Cette décomposition en une somme d'exponentielles est délicate car sur graphique semi-logarithmique la première phase apparaît comme une courbe très régulière. Ce phénomène est rencontré fréquemment en terrain karstique et doit dépendre de l'état de saturation du sol et de la saison qui règle l'action évaporante de la végétation.

L'hétérogénéité de la répartition des chenaux et des conduits souterrains joue un rôle plus effacé pour un bassin de petite surface comme celui-ci.

7 - CONCLUSIONS GENERALES

L'ensemble des résultats apportés par l'étude du bassin de l'Isère a montré qu'il n'était pas possible d'utiliser les méthodes classiques mensuelles pour estimer les infiltrations et les excédents d'eau à l'échelle d'un bassin par suite de l'importance des apports occultes et du manque de connaissance des volumes d'eau mis en réserve sous forme de neige.

Les bilans systématiques effectués sur l'année hydrologique moyenne ont permis de relier statistiquement le déficit d'écoulement et l'écoulement moyens annuels d'un bassin, quelle que soit sa surface, à ses caractéristiques hypsométriques et climatiques mesurables (paragraphe 525).

.../...

Pour un bassin jaugé, l'écart entre la valeur d'écoulement proposée par cette relation et la valeur constatée a mis en évidence le rôle joué par les glaciers ou les échanges souterrains.

Pour un bassin hydrogéologique non jaugé, il est possible d'estimer avec une précision suffisante le débit moyen annuel. Il faut pour cela disposer d'un réseau de mesure des précipitations qui permette de connaître, par planimétrie son indice pluviométrique. Puis, connaissant l'altitude moyenne du bassin, on trouvera l'indice de température correspondant, à l'aide de la relation $t = f(h)$ établie avec les observations faites pendant la même période à des stations voisines (ou de latitude semblable). La relation statistique $D/P = 38.10^{-4}t^2 + 12.10^{-3}t + 0,085$ donnera alors le déficit d'écoulement probable qui, retranché à l'indice pluviométrique, fournira la valeur de l'écoulement Q.

L'écoulement annuel ainsi estimé, on peut dans un deuxième temps en rechercher la répartition mensuelle. En effet, grâce aux coefficients mensuels de débit connus pour des bassins dont les altitudes moyennes sont variées et que l'on considérera comme étalons, on pourra déduire les coefficients mensuels probables correspondants à l'altitude moyenne du bassin non jaugé, par interpolation, après avoir établi un graphique similaire au 631 a avec les valeurs de la période considérée. On aura donc l'écoulement mensuel probable du bassin non jaugé en appliquant à l'écoulement annuel précédemment obtenu, ces coefficients mensuels.

C'est ainsi que nous avons procédé pour estimer le débit d'étiage d'un petit bassin versant de montagne ($1,15 \text{ km}^2$ à 2400 mètres d'altitude moyenne). La valeur d'étiage obtenue par cette méthode a été vérifiée par les mesures effectuées par déversoir sous couverture neigeuse (1).

Si le bassin considéré a une lithologie exceptionnelle (perméabilité extrême) les coefficients mensuels de débit donnés par interpolation devront être légèrement corrigés pour les valeurs des hautes eaux et de l'étiage puisque nous avons vu que ces débits dépendent des terrains. Les roches imperméables ou perméables en grand accentuent le contraste hautes eaux - étiage, alors que des roches à perméabilité moyenne le diminuent.

.../...

(1) PACHOUD A. (1971) B.R.G.M. SGN 110 JAL

1963 - 1967

La poursuite de l'étude des mêmes bassins, lorsque l'on disposera de séries de mesures aussi abondantes pour d'autres périodes, permettra de vérifier ou de préciser les relations entrevues entre les facteurs climatiques, géologiques et l'écoulement d'un bassin. Les périodes exceptionnelles, particulièrement les périodes les moins arrosées ou les plus froides, présenteront le plus d'intérêt ; d'une part pour l'étude des tarissements et de la rétention nivale, d'autre part en étendant le champ de variation des facteurs les plus importants, elles seront le meilleur test de validité des relations que nous avons pu établir.

Il serait aussi intéressant de comparer les résultats obtenus par l'étude de l'Isère à ceux d'autres bassins de montagne comme les bassins corses ou pyrénéens qui, du fait de leur latitude, subissent des températures d'un autre ordre.

Depuis la conception de ce travail, le traitement automatique du bilan hydrologique moyen d'un grand bassin a été mis au point (1). Cela permet, une fois que l'on a décomposé le bassin total en un grand nombre de mailles de même surface, pour lesquelles on connaît la lame d'eau moyenne précipitée et évapotranspirée, de trouver la lame d'eau que chaque maille fournit à l'écoulement total. Lorsque la lithologie est connue, on peut aussi estimer la valeur par maille de l'écoulement souterrain.

De telles méthodes, qui donnent rapidement le résultat d'opérations longues comme les planimétrages et les calculs de moyennes, sont donc très intéressantes.

La décomposition d'un grand bassin en sous-bassins connus est une démarche comparable à la discrétisation en mailles et, utilisée conjointement, devrait permettre un ajustement précis sur les débits mesurés à l'exutoire des différents sous-bassins.

(1) DELAROZIERE - BOUILLIN Q., LABORDE J.P., MARGAT J. (1971).

BASSINS DE L'ISERE

ELEMENTS DES "BILANS HYDROLOGIQUES" MOYENS ANNUELS 1963 - 1967

Bassin versant topographique N°	S Surface en km ²	Bassin partiel S/S' (1)	h Altitude moyenne en mètres	T=f(h) Température moyenne en °C (2)	P Précipitations annuelles moyennes		Q = R Ecoulement annuel moyen		Module spécifique d'écoulement en l/s/km ²	Q P coef- ficient d'écoulement	D = P - Q Déficit d'écoulement constaté		Deal Déficit d'écoulement par la formule en mm (3)	Ecart entre D constaté et D cal en mm (3)	Sg S % de glaciers	cause du manque de précision du bilan
					indice en mm	en 10 ⁶ m ³	indice en mm	en 10 ⁶ m ³			en mm	en 10 ⁶ m ³				
1	46	1	2709	-1,1	1148	52,825	1185	54,590	37,6	1,032	-37,2	-1,765	88,99	-125,99	17	fort taux glaciaire
2 - 1	861	0,70	2038	2,2	1208	1040,700	1080	930,035	34,2	0,894	128,0	110,665	154,34	-26,34	3	
2	907	1	2073	2,0	1205	1093,525	1085	984,559	34,4	0,90	119,5	108,966	148,25	-28,25	5	
3	668	1	2113	1,8	1183	790,400	973	649,871	30,8	0,822	210,0	140,529	139,48	70,52	6,5	
3 + 2	1575	1	2090	2,0	1196	1883,925	1038	1634,430	32,9	0,866	158,0	249,495	144,50	13,50	≤7	
5	45,4	1	2850	-1,9	1205	54,740	1315	59,699	41,6	1,091	-110,0	-4,959	93,79	-203,79	23	fort taux glaciaire
6 - 5	276,6	0,9	2532	0,3	996	275,500	936	258,979	29,7	0,939	60,0	16,521	82,14	-22,14	18	fort taux glaciaire
6	322	1	2580	0,5	1026	330,240	990	318,678	31,4	0,965	36,0	11,562	82,63	-46,63	18	fort taux glaciaire
7 - 6	1241,3	0,80	2120	1,8	930	1154,100	777	964,484	24,6	0,835	153,0	189,616	108,85	44,15	5	
7	1563,3	1	2215	1,3	949	1484,340	815	1274,460	25,8	0,858	134,0	2098,80	100,79	33,21	7,8	
-(2+3+7)	1513,7	0,33	1367	5,6	1441	2180,800	1375	2081,956	43,6	0,954	66,0	98,844	379,77	-313,77	0	un des débits est douteux
4	4652	1	1898	2,9	1193	5549,065	1081	5027,587	35,5	0,906	112,0	521,478	177,80	-65,80	3	débit mesuré un peu excessif
8 - 4	1069	0,20	950	7,7	1301	1391,500	503	537,861	15,9	0,386	798,0	853,639	508,73	289,27	0	un des débits est douteux
8 - 7	4157,7	0,73	1533	4,7	1312	5456,225	1032	4290,991	32,7	0,78	280,0	1165,234	291,26	-11,26	<1	
-(7+2+3)	2582,7	0,45	1194	6,4	1383	3572,300	1014	2619,818	32,1	0,73	369,0	952,482	432,09	-63,09	0	
8	5721	1	1720	3,8	1213	6940,565	973	5565,447	30,8	0,802	240,0	1375,118	220,10	19,90	1	
15	31,7	1	2085	2,0	1716	54,400	1694	53,696	53,7	0,987	22,0	0,705	208,43	-186,43	3	Précipitations
16	990	1	1750	3,7	1282	1269,600	1009	998,549	31,9	0,787	273,0	271,051	225,08	47,92	1	

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

Bassin réservoir topographique	S Surface en km ²	Bassin partiel S/S'	h Altitude moyenne en mètres	T=f(h) Tempé- rature moyenne en °C	P Précipitations annuelles moyennes		Q = R Ecoulement annuel moyen		Module spécifique d'écoule- ment en l/s/km ²	Q/P coef- ficient d'écoule- ment	D = P - Q Déficit d'écoulement constaté		Deal Déficit d'écoule- ment par le formule en mm	Ecart entre D consta- té et D cal en mm	Sg S % de gla- ciers	cause du manque de précision du bilan
					indice en mm	en 10 ⁶ m ³	indice en mm	en 10 ⁶ m ³			en mm	en 10 ⁶ m ³				
12	143	1	2109	1,9	1420	203,100	1036	148,094	32,8	0,729	384,0	55,006	168,13	215,87	1	canal de dérivation
13 - 12	111	0,43	1682	4,0	1244	138,100	1219	135,450	38,6	0,979	25,0	2,695	235,31	-210,31	0	"
13	254	1	1923	2,8	1343	341,200	1116	283,500	35,4	0,830	227,0	57,700	194,69	32,31	0,5	
14	71,6	1	1824	3,3	1469	105,200	1048	75,017	33,2	0,713	421,0	30,183	237,66	183,34	0	débit dou- teux (échelle)
14 + 13	325,6	1	1901	2,9	1371	446,400	1101	358,517	34,8	0,803	270,0	8,788	203,65	66,35	≈ 0	un des dé- bits est douteux
17-(13+16)	806	0,39	727	8,8	1006	810,230	505	407,055	16,3	0,502	500	403,175	475,59	24,41	0	
17-(14+13+16)	734,4	0,35	620	9,3	960	705,030	452	332,038	14,4	0,470	508,0	372,992	494,71	13,29	0	
17 - 16	1060	0,51	1013	7,3	1086	1151,430	651	690,561	20,6	0,599	435,0	460,869	401,44	35,56	0	
17	2050	1	1368	5,6	1181	2421,030	824	1689,104	26,4	0,697	357,0	731,926	310,94	46,06	1	
9	220	1	2403	0,4	1078	237,250	1004	220,860	31,8	0,931	74,0	16,390	96,83	-22,83	19	fort taux glaciaire
10	804	1	2225	1,3	1211	937,750	1081	868,897	34,3	0,892	130,0	104,853	127,36	2,64	8	
10 - 9	584	0,73	2159	1,6	1261	736,500	1110	648,037	35,1	0,880	151,0	88,463	141,72	9,28	5	
11	1000	1	2172	1,5	1293	1293,350	1177	1176,777	37,3	0,910	116,0	116,573	143,39	-27,39	5	
11 - 9	780	0,78	2113	1,8	1354	1056,100	1225	955,917	38,8	0,904	129,0	100,183	159,64	-30,64	4	
11 - 10	196	0,20	1975	2,5	1631	319,600	1571	307,879	49,8	0,962	60,0	11,721	223,25	-163,25	8	bassin partiel trop petit
18	63,5	1	1178	6,5	1650	104,800	822	52,207	26,1	0,498	828,0	55,592	523,44	304,56	0	bassin karstique
17-(18+8+11+17)	704	0,07	997	7,4	1104	777,000	1030	725,132	32,6	0,932	74,0	51,868	414,01	-340,01	0	bassin partiel trop petit
17-(8+11+17)	679	0,07	1151	6,7	1298	881,800	1144	777,339	36,3	0,881	154,0	104,461	422,44	-268,44	0	"
17-(8+11+16)	1739	0,20	1064	7,1	1169	2033,230	844	1467,895	26,8	0,721	325,0	565,335	412,54	-87,54	≈ 0	"
19 -(8+11)	2729	0,30	1313	5,8	1210	3302,880	904	2466,444	28,6	0,747	306,0	836,386	336,62	-30,62	1	"
19 - (17)	7400	0,78	1743	3,7	1232	9115,715	1018	7535,444	32,3	0,826	214,0	158,077	221,50	-7,50	1	"

Bassin versant topographique	S Surface en km ²	Bassin partiel S'/S	h Altitude moyenne en mètres	T=f(h) Température moyenne en °C	P Précipitations moyennes		Q = R Ecoulement annuel moyen		Module spécifique d'écoulement en l/s/km ²	Q P coefficient d'écoulement	D = P - Q Déficit d'écoulement constaté		Dcal Déficit d'écoulement par la formule en mm	Ecart entre D constaté et D cal en mm	Sg/S % de glaciers	cause du manque de précision du bilan
					indice en mm	en 10 ⁶ m ³	indice en mm	en 10 ⁶ m ³			en mm	en 10 ⁶ m ³				
19 - 8	3729	0,40	1544	4,7	1233	4596,180	976	3640,706	31,0	0,801	257,0	955,474	270,55	- 13,55	1	
19	9450	1	1651	4,2	1221	11536,745	976	9224,548	30,9	0,799	245,0	2312,197	238,88	6,12	1	
20	43,3	1	590	9,4	1148	49,715	542	23,477	17,2	0,472	606,0	26,238	605,74	0,26	0	
21 - 20	62,7	0,59	450	10,1	1113	69,770	400	25,115	12,7	0,359	713,0	44,655	653,81	59,19	0	
21	106	1	512	9,8	1127	119,485	458	48,592	14,5	0,406	669,0	70,893	631,68	37,32	0	
22	21	1	1188	6,5	1576	33,100	1676,5	35,207	48,0	1,063	-100,5	- 21,007	495,22	-595,22	0	bassin karstique
21-(19+21+22)	1655	0,15	863	8,1	1238	2049,000	773	1279,144	24,5	0,624	465,0	769,856	522,18	- 57,18	0	bassin partiel trop petit
23 - 19	1780	0,16	845	8,2	1236	2201,585	765	1362,943	24,2	0,618	471,0	838,642	529,42	- 58,42	0	"
23	11320	1	1511	4,9	1214	13738,330	935	10587,491	29,7	0,770	279,0	3150,839	275,82	3,18	<1	
23 - 8	5599	0,49	1297	6,0	1214	6797,770	897	5022,04	28,4	0,74	317,0	1775,73	343,13	- 26,13	<1	
24 - 23	538	0,045	312	11,2	845	454,400									0	
24	11858	1	1464	5,4	1197	14192,730	non	jauge					290,00		<1	
Bassin de la Bourbe au Pont de Jemeyzieu 1964 - 1968	703	1	400	10,7	1053	740,259	343	241,223	10,9	0,325	710,0	499,036	685,0	25,00	0	

1) S' = Surface du bassin versant de la station aval
 2) T = 5,0 · 10⁻³h + 12,4
 3) D calculé est obtenu par la formule : D = P (38,10⁻⁴T² + 12,10⁻³T + 0,085)

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

B I B L I O G R A P H I E

Abréviations :

A.I.H.S.	Association Internationale d'hydrologie scientifique
B.R.G.M. SGR	Bureau de Recherches Géologiques et Minières - Service géologique régional
D.T.G.	Division technique générale (Electricité de France)
P.U.F.	Presse Universitaire de France
Rev. Géog. Alp.	Revue de Géographie Alpine
S.H.F.	Société hydrotechnique de France.

° document inédit.

OUVRAGES QUI TRAITENT DU BASSIN DE L'ISERE

- ANNUAIRE DES STATIONS DE JAUGEAGE EXPLOITEES PAR LES CIRCONSCRIPTIONS ELECTRIQUES (Publication annuelle depuis 1961)
- Ministère de l'Industrie, Paris, Imprimerie nationale.
- ANNUAIRE HYDROLOGIQUE DE LA FRANCE. (Publication annuelle)
Société hydrotechnique de France, 199 rue de Grenelle Paris.
- ANNUAIRE STATISTIQUE REGIONAL (1965) - Région Rhône-Alpes
- ANCHIERRI L. (1966). - Les crues du torrent de Pontamaffrey en 1965
Revue de Géographie Alpine Tome LIV
- ASSOCIATION INTERNATIONALE D'HYDROLOGIE SCIENTIFIQUE (1969). -
Assemblée générale de Berne, commission de neige et glaces, rapports
et discussions publ. N° 79
publ. n° 14, 30
- AUBERSON A. (1944). - Observations thermométriques à Bissorte
La météorologie Janv-Juin 1944
- BALSEINTE R. (1966). - Climats montagnards et stations climatiques d'altitude
en France.
Thèse lettres Grenoble mai 1966
(1955). - La pluviosité en Savoie
Revue Géographique Alpine Tome XLIII p. 299 à 355.

.../...

- BENEVENT E. (1926). - Le climat des Alpes françaises
Paris, mémorial de la Météorologie Nationale n° 14, 435 p.
- BLANCHARD R. (1952). - Les Alpes françaises. Paris, Colin, n° 56,
217 p. 23 fig. et cartes.
- BOISVERT J.J. (1955). - La neige dans les Alpes françaises
Revue de Géographie alpine, Allier, Grenoble
Tome XLIII
fasc. 2, p. 357-437.
- BORDET C. (1957). - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif
de Belledonne
Thèse Ing. Doc. Paris
- BOURGIN A. (1941). - La Bourne et ses affluents souterrains
35 p. , 8 fig., 3 pl.
Rev. Géog. Alp. t 29 fasc. 1
- BUCHOT C. (1969). - Evolution du manteau neigeux en haute Tarentaise
Monographies de la Météorologie Nationale n° 66
Paris, Météorologie Nationale, Janv. 1969
- CARTES géologiques, topographiques, chimiques, de végétation
(voir tableaux 22)
- °CATALOGUE REGIONAL DES CAVITES NATURELLES (1965) B.R.G.M. DS 65 A 67
- COUTAGNE A. (1942). - Hydrométéorologie des bassins de haute montagne
Paris - Société hydrotechnique de France 1942 2 tomes
- DEBELMAS J. (1950). - Notices géologiques et hydrogéologiques départementales,
Hautes Alpes
Paris, Masson, Ministère de la Santé Publique.
- DE CRECY L. (1963). - Le glacier de Sarennes et le climat Grenoblois. Annales
de l'Ecole Nationale des Eaux et Forêts. Tome XX, fasc. 3
- DELAROZIERE-BOULLIN O., LABORDE J.P., MARGAT J. - (1971)
Calcul automatique de la distribution spatiale des modules d'écoulement
total et d'écoulement souterrain dans un bassin versant. Programme
Floc. BRGM 71 SGN 085 HYD

Paris, Colin coll. n° 76 3217 p. cartes

(1936). - Tectonique et évolution des vallées alpines

Annales de géographie XLV p. 337-348

(1957). - Traité de géographie physique

Tome I Le climat, Hydrographie - Paris, Colin

DUBAND D., GRARD R. (1968). - Risques de fortes précipitations, "gradex"
Xème congrès de météorologie alpine, Grenoble Sept. 1968.

FOURNEAUX J.C. (1968). - Hydrogéologie du Grésivaudan. Grenoble
Thèse 3e cycle géologie appliquée.

GABERT, GUICHONNET. (1965). - Les Alpes et les états alpins
Paris, P.U.F. 288 p., cartes, pl.

GARAVEL L. (1967). - Etude des ressources en eau de la vallée de l'Isère
Service du Génie Rural des Eaux et des Forêts du département de l'Isère
4 tomes.

GARNIER M. (1963). - Nombre moyen de jours de précipitations en France
I période 1921 - 1950
II période 1931 - 1960
Monographies de la météorologie nationale n° 29
Paris, Météorologie, Oct. 1963, 41 p. fig., tab., cartes.

GARNIER M. (1964). - Valeurs normales des températures en France
(1921-1950)
Monographies de la Météorologie nationale n° 30.,
mars 1964, 149 p., tabl.

°GEVIN P., LIENHARDT G., MICHEL R. (1964). - Etat des principaux problèmes hydro-
géologiques posés dans la zone de coordination de l'eau Rhône II
BRGM SGR 64 A 23

°GIDON P. (1963). - Géologie chambérienne, guide du géologue et de l'amateur
Chambéry, imprimeries réunies.
Annales du centre d'enseignement supérieur de Chambéry. Numéro hors
série.

GIGNOUX M. (1946). - Les nappes d'eau souterraine profondes dans les alluvions
des vallées alpines
La Houille Blanche n° 5

GIGNOUX M., MORET L. (1952). - Géologie du Dauphiné, Initiation à la géologie
par l'étude des environs de Grenoble. 392 p., fig., cartes.

GOGUEL J. (1953). - Les Alpes de Provence
Paris, Hermann et Cie., 124 p., fig.

°GOSSELIN M. (1964). - Les problèmes de l'eau dans la région
Rhône II comité technique de l'eau Région Rhône II.

- GRARD R., MATHEVET P. (1968). - Extension des précipitations de Lombarde sur les Alpes françaises.
Xème congrès de Météorologie alpine, Grenoble
Sept. 1968
- °GRARD R., MATHEVET P. (1970). - Analyse de la validité des longues séries pluviométriques des Alpes Françaises.
11ème congrès de météorologie alpine. Oberstdorf 22-26 Septembre 1970
- GUILLOT P. (1969). - La prévision hydrologique
Electricité de France. DTG Grenoble Mars 1969
- °GUILLOT P., DUBAND D. (1968). - La méthode du gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies.
Paris, Société hydrotechnique de France, Xème journée de l'hydraulique
- GUILLOT P., VUILLOT M., (1968). - Télénivomètre à faisceau horizontal
Bulletin de l'Association internationale d'hydrologie scientifique
Dec. 1968
- °INVENTAIRE NATIONAL DES CAVITES NATURELLES (1967) BRGM DS 67 A 3
- JAIL M., MARCHINI J., ROUSTIT R. (1963 à 1967). - Observations météorologiques dans le département de l'Isère
Rev. Géog. Alp. tomes LIII, LIV, LV, LVI, LVII fasc. 1
- KILLIAN W. (1909). - Aperçu sommaire de la géologie, orographie, hydrographie des Alpes dauphinoises
Travaux du laboratoire de géologie Université de Grenoble IX 1909 2e édition.
- LLIBOUTRY L., VALLON M., VIVET R. (1962). - Etude de trois glaciers des Alpes françaises. Publication n° 58 de l'AIHS.
Commission des Neiges et des glaces p. 145-159.
- LUGIEZ F. (1954). - Les méthodes statistiques mettent en évidence l'importance de la rétention souterraine dans un bassin de haute montagne.
AIHS Assemblée générale de Rome 1954 tome 2.

- *MARCHAND (1957). - Les nappes d'eau souterraines des vallées du Drac, de la Romanche et de la Gresse et l'alimentation en eau potable de la ville de Grenoble.
- MEYER L., DAVID P., PAHAUT E., REY L., PLAS J. (de 1964 à 1968). -
Bilan des mesures au laboratoire du col de Forte
Notes de l'établissement d'études et de recherches météorologiques
n° 212, 232, 249, 263
Direction de la météorologie nationale.
- MICHEL R. (1961). - Aperçu d'ensemble sur la structure géologique du département de l'Isère dans ses rapports avec l'hydrologie souterraine.
Rev. de géog. Alp. Tome XLIX fasc. 1
- MONIN M. (1960). - Les vents caractéristiques de la région de Grenoble
Monographies de la météorologie nationale n° 19
Paris, météorologie nationale, mars 1960.
- MORET L., DEBELMAS J. (1959). - Structure géologique et hydrogéologique du bassin de Vif et de Pont de Claix
Trav. Labo. Géol. Grenoble T.35
- ONDE H. (1938). - L'homme et la nature intraalpine, paysage de Maurienne et Tarentaise
Grenoble, Arthaud 67 p.
(1938). - Géographie physique Maurienne et Tarentaise
Grenoble, Arthaud 623 p. fig. pl.
- OZENDA P. (1969). - Documents pour la carte de végétation des Alpes
tome 1 à 7, cartes
Gap, Louis Jean
- *PACHOUD A. (1969). - Etude hydrogéologique de la région de Montmélian (Savoie)
BRGM 69 SGL185 JAL
- *PACHOUD A. (1968). - Notice explicative de la carte hydrogéologique du bassin inférieur du Drac.
BRGM 68 SGL 61 JAL
- *PACHOUD A. (1971). - Débits des sources à Montricher-Albanne (Savoie) Hiver 70-71
BRGM SGN 110 JAL

- PARDE M. (1925). - Le régime du Rhône, étude générale
1ère partie
L'Isère p. 442-556, 887 p.
- PARDE M. (1925). - La genèse des crues 440 p.
Lyon, institut des études rhodaniennes
- POGGI A. (1965). - L'évolution de la neige déposée à moyenne altitude
La Houille Blanche n° 4 et 5. 1965
- SARROT-REYNAUD J. (1962). - Hydrogéologie karstique dans le massif du Vercors
Association internationale d'hydrologie scientifique
Compte-rendu réunion d'Athènes
- SCHOELLER H. (1929). - La nappe de l'Embrunois au Nord de l'Isère avec quelques
observations sur les régions voisines (feuille de Bourg Saint Maurice
au 1/50.000 ème).
Thèse Sc. Nat. Paris
Paris et Liège 423 p. 10 pl.
- SOCIETE HYDROTECHNIQUE DE FRANCE (1950). - Stations hydrométriques françaises -
Nomenclature et caractéristiques, région des Alpes
Paris, SHF, 199 rue de Grenelle Paris.
- THOUZET J.P. (1969). - L'évolution du système agro-sylvo-pastoral dans la zone
périphérique du parc de la Vanoise, essai de géographie humaine.
Grenoble, thèse 3ème cycle géographie. 410p. , graph.
- VERGER L. (1968). - L'Isère et le Vème plan
Le Moniteur des travaux publics
- VEYRET P. et G. (1967). - Au coeur de l'Europe les Alpes
Paris, Flammarion. 548 p., photos, graph.
- VIVIAN R. (1967). - Fiches des glaciers des Alpes
Rev. Géog. Alp. Tome LV fasc. 2, 3 et 4
(1968). - Fiches des glaciers des Alpes
Rev. Géog. Alp. Tome LVI fasc. 1, 2 et 3
(1969). - Fiches des glaciers des Alpes
Rev. Géog. Alp. Tome LVII fasc. 1, 2, 3 et 4
- VIVIAN H. (1968). - Données nouvelles sur l'hydrologie de l'Isère et l'Arc
supérieurs
Rev. Géog. Alp.

OUVRAGES GENERAUX

- ARLERY R., GRISOLLET H., GUILMET B. (1962). - Climatologie, méthodes et pratiques. Monographies de Météorologie. Paris, Gauthier Villars, 404 p. 110 fig., 73 tab., t., et h.t., réf.
- ARLERY R., GARNIER M., LANGLOIS R. (1954). - Application des méthodes de Thornthwaite à l'esquisse d'une description agronomique du climat de la France. La Météorologie, Oct. - déc. 1954
- ARLERY R. (1961). - La durée d'insolation en France (1946 à 1960). Monographie de la Météorologie Nationale n° 24 Paris, Météorologie Nationale, Oct. 1961, 24 p., 3 tab., 13 cartes.
- BAULIG H. (1950). - Essais de Géomorphologie Paris, les belles lettres.
- *BERKALOFF E. (1966). - Limite de validité des formules courantes de tarissement du débit. BRGM DS 66 A 29
- *BERTHAUD E. (1949). - Maxima et minima pluviométriques saisonniers en France Etudes Rhodaniennes n° 1
- BOGOMOLOV G.V (1958). - Hydrogéologie et notions de géologie d'ingénieur Editions de la Paix, Moscou.
- BONNET M., DELAROZIERE-BOUILLIN O., JUSSERAND C., ROUX P. (1970). - Calcul automatique des "bilans d'eau mensuels" et annuels par la méthode de Thornthwaite et de Turc". BRGM 70 SGN 107 HYD
- CASPAR P., DUCLAY J. (1964). - Bilans hydrologiques pour 27 bassins français Monographies de la Météorologie Nationale n° 37 Paris, Météorologie Nationale Nov. 1964.
- CASTANY G. (1962). - Traité pratique des eaux souterraines Paris, Dunod, 657 p. fig., réf.
- *CASTANY G., MARGAT J. (1964). - Les cartes hydrologiques. Essai de définition Paris BRGM DS 64 A 59 40, 13 p.
- *COLLIN J.J., DELAROZIERE O., LEBLANC M., LEGRAND D. (1968). - Abaque de détermination pratique de l'évapotranspiration réelle annuelle selon la formule de Turc. Lyon BRGM, 68 SGL 067 HYD. 5p., 1 abaque.

- °COTTEZ S. (1967)- Applications hydrogéologiques de l'analyse des hydrogrammes des cours d'eau. Note préliminaire.
Orléans BRGM DS 67 A 42, 24 p.
- °COTTEZ S. (1969). - Utilisation en hydrogéologie de la formule annuelle de Turc Evapotranspiration réelle moyenne. BRGM 69 SGL 170 HYD.
- °DELAROZIERE O. (1968). - Contribution à l'étude du bassin du Doubs. Climatologie Hydrologie et déficit d'écoulement rapportés aux unités géologiques
Lyon BRGM 68 SGL 162 JAL
- °DELAROZIERE-BOULLIN O. (1969). - Contribution à l'étude des circulations karstiques par la méthode des bilans hydrologiques partiels.
BRGM 69 SGL 123 HYD
- °DELAROZIERE-BOULLIN O. (1970). - Etude sommaire de la distribution des ressources en eau souterraine de la France. Rapport n° 2
B.R.G.M. 70 SGN 299 HYD
- DUBROVSKIJ (1962). - Hydrogéologie des vallées de montagne, phénomène d'isolement des eaux superficielles et souterraines dans les vallées des cours d'eau de montagne.
Traduction BRGM N° 10
- FLANDRIN J., PALOC H. (1969). - Contribution à la connaissance du réservoir aquifère de la Fontaine de Vaucluse
Résultats des études effectuées en 1967 et 1968. Note préliminaire, Mémoires du BRGM N° 76 p. 611-643.
- FONTAINE P. (1964). - Considérations sur le bilan hydrologique, bassins fluviaux de moyenne importance.
Monographies de la Météorologie nationale n° 37
Paris, Météorologie Nationale, Oct. 1964, 11 p., tabl., fig.
- °FORKASIEWICZ J., PALOC H. (1965). - Le régime de tarissement de la Foux de la Vis. Etude préliminaire. Commune de Vissec, Gard.
Paris BRGM, DS A 84, 13 p. 43 fig.
- ISRAELSEN O.W, HANSEN E.V. (1962). - Traité pratique de l'irrigation
Les éditions d'organisation Paris.
- °LALEYE M. (1964). - Note pour le calcul de l'Evapotranspiration potentielle
Méthode de L. Turc.
Rapport BRGM SS 64 A 1138.

- LLIBOUTRY L. (1964). - Traité de glaciologie Tome 1 : glace, neige, hydrologie nivale 428 p., fig., 16 pl., dépl.
(1965). - Tome 2, glaciers, variations du climat, sols gelés 429 p., fig., tabl., 20 pl., 4 dépl.
- LUGEON J. (1928). - Précipitations atmosphériques, écoulement et hydroélectricité Paris, Dunod in 8, 366 p., abaques, 38 fig.
- MARGAT J. (1964). - Guide bibliographique, ouvrages et articles en langues française.
Editions du B.R.G.M.
- *MARGAT J. (1965). - Quelques recommandations pour l'établissement des bilans d'eau.
Paris, BRGM, DS 65 A 25, 20 p.
- *MARGAT J. (1965). - Rédaction des notices explicatives des cartes hydrogéologiques Paris, BRGM DS 65 A 38, 9 p.
- *MARGAT J. (1966). - La cartographie hydrogéologique
Orléans, BRGM, DS 66 A 130, 58 p.
- MERLIER A. (1963). - La géographie ; notre planète, ses peuples, et ses ressources.
Paris, Larousse.
- MONJALON A. (1966). - Introduction à la méthode statistique
Paris, Vuibert, 278 p., fig., tabl.
- PARDE M. (1933). - Fleuves et Rivières
Paris, Colin 224 p., graph., cartes.
- PEGUY C.P (1952). - La Neige. Paris P.U.F. 128 p., fig. que sais-je N° 538
- PEGUY C.P (1961). - Précis de climatologie
Paris, Masson 347 p. fig., dépl.
- PEGUY C.P (1967). - Notice de base relative aux projets d'expressions cartographiques des climats aux moyennes et grandes échelles.
Gap., imp. Louis Jean
- REMENIERAS G. (1960). - Eléments d'hydrologie appliquée
Paris, Colin 208 p., fig.
- REMENIERAS G. (1965). - Hydrologie de l'Ingénieur
Paris, Eyrolles, 415 p., fig., graph., tabl.

tel-00749673, version 1 - 8 Nov 2012

- °RICOUR J., LIENHARDT M.J. (1965). - L'eau et l'économie moderne
BRGM DSGR 65 B 7
- ROCHE M. (1963). - Hydrologie de surface
Paris, Gauthier Villars, 430 p., fig., tabl.
- ROCHEFORT M. (1963). - Les Fleuves
Paris, Presse Universitaire de France. 128 p., fig.
- SANSON J. (1945). - Recueil de données statistiques relatives à la climatologie
de la France.
Mémorial de la météorologie nationale n° 30
Paris, météorologie nationale, 1945, 148 p., tabl. 1 carte.
- SCHOELLER H. (1962). - Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique.
Recherche, exploitation et évaluation des ressources. 643 p., 187 fig.,
tabl. Paris, Masson et C°.
- SCHOELLER H. (1965). - Hydrodynamique dans le Karst écoulement et emmagasinement.
Association internationale d'Hydrologie Scientifique.
Hydrologie des roches fissurées. Colloque de Dubrovnik.
- SCHOELLER H. (1967). - Méthodes pour obtenir le bilan des eaux souterraines.
A.I.H.S. Eaux souterraines. Assemblée générale de Berne 1967.
- SCHOELLER H., AIGROT M. (1967). - La fontaine de Vaucluse.
A.I.H.S. Eaux souterraines. Assemblée générale de Berne 1967.
- SERRAT L. (1952). - Interprétation des mesures pluviométriques,
Lois de pluviosité
La Houille Blanche
- TRICART J., HIRSCH F. (1960). - Relations entre le débit et la superficie des bas-
sins fluviaux.
Annales de géographie n° 375, p. 449-461.
- TURC L. (1953). - Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations
l'évaporation et l'écoulement.
Thèse Université de Paris, imp. Bussière, Saint Amand Cher
252 p., 72 tabl., 71 graph.
- TURC L., GOBILLOT T., HALVEK R., LECARPENTIER C. (1963). - Cartes d'évapotranspi-
ration potentielle, interprétation et utilisation.
Bulletin technique du génie rural n° 60 Janv. 1963, 20 p.

STURDING
18

STURDING
18