

Union internationale des télécommunications

UIT-R

Secteur des Radiocommunications de l'UIT

Recommandation UIT-R P.676-12
(08/2019)

**Affaiblissement dû aux gaz
de l'atmosphère et effets associés**

Série P
Propagation des ondes radioélectriques



Union
internationale des
télécommunications

Avant-propos

Le rôle du Secteur des radiocommunications est d'assurer l'utilisation rationnelle, équitable, efficace et économique du spectre radioélectrique par tous les services de radiocommunication, y compris les services par satellite, et de procéder à des études pour toutes les gammes de fréquences, à partir desquelles les Recommandations seront élaborées et adoptées.

Les fonctions réglementaires et politiques du Secteur des radiocommunications sont remplies par les Conférences mondiales et régionales des radiocommunications et par les Assemblées des radiocommunications assistées par les Commissions d'études.

Politique en matière de droits de propriété intellectuelle (IPR)

La politique de l'UIT-R en matière de droits de propriété intellectuelle est décrite dans la «Politique commune de l'UIT-T, l'UIT-R, l'ISO et la CEI en matière de brevets», dont il est question dans la Résolution UIT-R 1. Les formulaires que les titulaires de brevets doivent utiliser pour soumettre les déclarations de brevet et d'octroi de licence sont accessibles à l'adresse <http://www.itu.int/ITU-R/go/patents/fr>, où l'on trouvera également les Lignes directrices pour la mise en 7 de la politique commune en matière de brevets de l'UIT-T, l'UIT-R, l'ISO et la CEI et la base de données en matière de brevets de l'UIT-R.

Séries des Recommandations UIT-R

(Également disponible en ligne: <http://www.itu.int/publ/R-REC/fr>)

Séries	Titre
BO	Diffusion par satellite
BR	Enregistrement pour la production, l'archivage et la diffusion; films pour la télévision
BS	Service de radiodiffusion sonore
BT	Service de radiodiffusion télévisuelle
F	Service fixe
M	Services mobile, de radiorepérage et d'amateur y compris les services par satellite associés
P	Propagation des ondes radioélectriques
RA	Radio astronomie
RS	Systèmes de télédétection
S	Service fixe par satellite
SA	Applications spatiales et météorologie
SF	Partage des fréquences et coordination entre les systèmes du service fixe par satellite et du service fixe
SM	Gestion du spectre
SNG	Reportage d'actualités par satellite
TF	Émissions de fréquences étalon et de signaux horaires
V	Vocabulaire et sujets associés

Note: Cette Recommandation UIT-R a été approuvée en anglais aux termes de la procédure détaillée dans la Résolution UIT-R 1.

Publication électronique
Genève, 2020

© UIT 2020

Tous droits réservés. Aucune partie de cette publication ne peut être reproduite, par quelque procédé que ce soit, sans l'accord écrit préalable de l'UIT.

RECOMMANDATION UIT-R P.676-12*

Affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère et effets associés

(Question UIT-R 201/3)

(1990-1992-1995-1997-1999-2001-2005-2007-2009-2012-2013-2016-2019)

Domaine d'application

La présente Recommandation décrit des méthodes permettant d'évaluer l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère sur les trajets terrestres et les trajets obliques, en utilisant:

- a) une méthode, décrite dans l'Annexe 1 et valable dans la gamme de fréquences 1-1 000 GHz, permettant d'évaluer l'affaiblissement dû aux gaz, en additionnant les contributions de chaque raie d'absorption;
- b) deux méthodes approchées simplifiées, décrites dans l'Annexe 2 et valables dans la gamme de fréquences 1-350 GHz, permettant d'évaluer l'affaiblissement dû aux gaz; et
- c) d'autres effets de propagation, pouvant être calculés en additionnant les contributions de chaque raie d'absorption.

Mots clés

Absorption par les gaz, affaiblissement le long d'un trajet oblique, affaiblissement linéique, affaiblissement total, air sec, oxygène, vapeur d'eau, dispersion, vers le haut, vers le bas

L'Assemblée des radiocommunications de l'UIT,

considérant

qu'il est nécessaire d'évaluer l'affaiblissement, la dispersion, le bruit vers le haut et le bruit vers le bas le long de trajets obliques et l'affaiblissement le long de trajets terrestres dû aux gaz de l'atmosphère,

recommande

- 1 d'utiliser, pour les applications générales, la procédure de l'Annexe 1 pour calculer l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère et les effets associés;
- 2 d'utiliser, dans le cadre d'une évaluation approchée, la procédure de l'Annexe 2, qui exige moins de calculs, pour déterminer l'affaiblissement dû aux gaz.

Guide concernant l'utilisation de la présente Recommandation

Le présente Recommandation propose les trois méthodes suivantes de prédiction de l'affaiblissement linéique et de l'affaiblissement sur un trajet dus à l'oxygène et à la vapeur d'eau:

- 1 Calcul de l'affaiblissement linéique et de l'affaiblissement sur un trajet dus aux gaz de l'atmosphère à l'aide de la sommation des contributions des raies d'absorption, présenté dans l'Annexe 1, à partir de la pression, la température et la concentration en vapeur d'eau de l'atmosphère en fonction de l'altitude.
- 2 Estimation approchée de l'affaiblissement linéique et de l'affaiblissement sur un trajet dus aux gaz de l'atmosphère, présentée dans l'Annexe 2, à partir de la concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre.

* La Commission d'études 3 des radiocommunications a apporté des modifications rédactionnelles à la présente Recommandation en 2020 et en 2021 conformément aux dispositions de la Résolution UIT-R 1.

- 3 Estimation approchée de l'affaiblissement sur un trajet, présentée dans l'Annexe 2, à partir de la densité en vapeur d'eau intégrée le long du trajet.

Ces méthodes de prédiction peuvent exploiter des données météorologiques locales ou, en l'absence de données locales, des atmosphères de référence ou des cartes météorologiques correspondant à une probabilité de dépassement considérée, qui sont fournies dans d'autres Recommandations UIT-R de la série P.

Outre l'affaiblissement linéique et l'affaiblissement sur un trajet dus aux gaz, la présente Recommandation fournit des méthodes permettant de prédire la dispersion, les températures de bruit vers le haut et vers le bas, la courbure atmosphérique ainsi que le temps de propagation supplémentaire dans l'atmosphère, au moyen de la sommation des contributions des raies d'absorption, comme indiqué dans l'Annexe 1.

Affaiblissement linéique

L'équation (1), qui est applicable aux fréquences allant jusqu'à 1 000 GHz, peut être utilisée pour prédire l'affaiblissement linéique. Cette méthode nécessite de connaître la pression, la température et la concentration en vapeur d'eau à l'emplacement concerné. En l'absence de données locales disponibles, il est possible d'utiliser, au lieu de la concentration de référence en vapeur d'eau au niveau du sol de $7,5 \text{ g/m}^3$, une combinaison de: a) l'atmosphère de référence moyenne annuelle pour le monde entier définie dans la Recommandation UIT-R P.835, b) la carte de la température moyenne annuelle de surface fournie dans la Recommandation UIT-R P.1510 et c) les cartes de concentration en vapeur d'eau à la surface en fonction de la probabilité de dépassement fournies dans la Recommandation UIT-R P.836.

Affaiblissement le long d'un trajet oblique (Terre vers espace)

L'équation (13), ou les équations (40) ou (41) peuvent être utilisées.

- L'utilisation de l'équation (13) nécessite de connaître les profils de température, de pression et de concentration en vapeur d'eau le long du trajet. En l'absence de données locales disponibles, on pourra utiliser les profils d'atmosphère de référence définis dans la Recommandation UIT-R P.835. La concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre en fonction de la probabilité de dépassement définie dans la Recommandation UIT-R P.836 pourra être utilisée au lieu de la concentration de référence en vapeur d'eau au niveau du sol de $7,5 \text{ g/m}^3$.
- L'utilisation de l'équation (40) nécessite de connaître la pression, la température et la concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre. L'équation (40) est une approximation de l'équation (13) applicable aux fréquences allant jusqu'à 350 GHz, en considérant une atmosphère de référence moyenne annuelle pour le monde entier et une concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre arbitraire, avec un profil exponentiel négatif de concentration en vapeur d'eau en fonction de l'altitude. L'équation (40) peut être utilisée pour prédire: a) l'affaiblissement instantané dû aux gaz de l'atmosphère pour une valeur spécifique de pression, de température et de concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre ou b) l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère correspondant à la concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre pour une probabilité de dépassement donnée. En l'absence de données locales de concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre disponibles, on pourra utiliser les cartes de la concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre fournies dans la Recommandation UIT-R P.836.
- L'utilisation de l'équation (41) nécessite de connaître la température et la pression à la surface de la Terre, ainsi que la densité de vapeur d'eau intégrée sur le trajet. De manière analogue à l'équation (40), l'équation (41) peut être utilisée pour prédire: a) l'affaiblissement instantané dû aux gaz de l'atmosphère correspondant à une valeur spécifique de pression et de

température à la surface de la Terre, ainsi que de densité de vapeur d'eau intégrée ou b) l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère correspondant à la densité de vapeur d'eau intégrée pour une probabilité de dépassement donnée. En l'absence de données locales de densité de vapeur d'eau intégrée à la surface disponibles, on pourra utiliser les cartes de densité de vapeur d'eau intégrée fournies dans la Recommandation UIT-R P.836.

Si l'on a accès à la fois à des données locales de concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre et de densité de vapeur d'eau intégrée, on considère que l'équation (41) utilisant la densité de vapeur d'eau intégrée locale est plus précise que l'équation (40) utilisant des données locales de concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre. De la même manière, en l'absence de données locales, on considère que l'équation (41) utilisant les cartes de densité de vapeur d'eau intégrée fournies dans la Recommandation UIT-R P.836 est plus précise que l'équation (40) utilisant les cartes de concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre fournies dans la Recommandation UIT-R P.836.

	Équation (13)	Équation (40)	Équation (41)
Gamme de fréquences	< 1 000 GHz	< 350 GHz	< 350 GHz
Précision	Maximale, sommation des contributions des raies d'absorption	Approximation	
Pression en fonction de l'altitude	Arbitraire	Profil atmosphérique annuel moyen de référence pour le monde entier	
Température en fonction de l'altitude			
Concentration en vapeur d'eau en fonction de l'altitude		Valeur à la surface avec un profil exponentiel négatif en fonction de l'altitude	Densité de vapeur d'eau intégrée au lieu de la concentration en vapeur d'eau en fonction de l'altitude

Annexe 1

Calcul de l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère par sommation des contributions des raies d'absorption

1 Affaiblissement linéique

L'affaiblissement linéique dû à l'air sec et à la vapeur d'eau aux fréquences allant jusqu'à 1 000 GHz peut être évalué de manière précise pour des valeurs quelconques de pression, de température et d'humidité en additionnant les contributions de chaque raie spectrale de l'oxygène et de la vapeur d'eau et en y ajoutant de faibles facteurs supplémentaires correspondant à l'absorption de Debye non résonante par l'oxygène en dessous de 10 GHz, à l'affaiblissement induit par la pression de l'azote au-dessus de 100 GHz et à un spectre continu de la vapeur d'eau, qui permet de tenir compte du fait que les valeurs mesurées d'absorption par la vapeur d'eau sont supérieures aux valeurs prédites. La Figure 1 illustre l'affaiblissement linéique calculé par la méthode de prédiction tous les 1 GHz entre 0 et 1 000 GHz, pour une pression de 1 013,25 hPa, une température de 15° C, dans le cas d'une concentration en vapeur d'eau de 7,5 g/m³ (valeur normale) et dans le cas d'une atmosphère sèche (atmosphère sèche).

Au voisinage de 60 GHz, de nombreuses raies d'absorption de l'oxygène fusionnent, aux pressions existant au niveau de la mer, pour former une unique et large bande d'absorption, qui est illustrée avec plus de détails sur la Fig. 2. Cette figure montre aussi l'affaiblissement dû à l'oxygène à des altitudes supérieures; plus la pression est faible au fur et à mesure que l'altitude augmente, plus la résolution des raies est importante. Certaines autres espèces moléculaires (par exemple isotopes de l'oxygène, états excités vibrationnellement de l'oxygène, ozone, isotopes de l'ozone, états excités vibrationnellement de l'ozone et d'autres espèces mineures) ne sont pas prises en compte dans la méthode de prévision par sommation des contributions des raies d'absorption. Ces raies supplémentaires ne sont pas significatives pour des atmosphères types, mais elles peuvent être importantes pour une atmosphère sèche.

L'affaiblissement linéique dû aux gaz de l'atmosphère est donné par la formule:

$$\gamma = \gamma_o + \gamma_w = 0,1820f \left(N''_{\text{Oxygène}}(f) + N''_{\text{Vapeur d'eau}}(f) \right) \quad (\text{dB/km}) \quad (1)$$

où γ_o et γ_w sont les affaiblissements linéiques (dB/km) dus respectivement à l'air sec (affaiblissement par l'oxygène, affaiblissement induit par la pression de l'azote et absorption de Debye non résonante) et à la vapeur d'eau, f est la fréquence (GHz) et $N''_{\text{Oxygène}}(f)$ et $N''_{\text{Vapeur d'eau}}(f)$ sont les parties imaginaires des coïndices complexes, fonction de la fréquence:

$$N''_{\text{Oxygène}}(f) = \sum_i (\text{Oxygène}) S_i F_i + N''_D(f) \quad (2a)$$

$$N''_{\text{Vapeur d'eau}}(f) = \sum_i (\text{Vapeur d'eau}) S_i F_i \quad (2b)$$

S_i est le coefficient d'amplitude de la i ème raie de l'oxygène ou de la vapeur d'eau, F_i est son facteur de forme et les sommations portent sur toutes les raies spectrales indiquées dans les Tableaux 1 et 2;

$N''_D(f)$ est la contribution du spectre continu de l'air sec due à l'absorption induite par la pression de l'azote et au spectre de Debye telle qu'elle est donnée dans l'équation (8).

Le coefficient d'amplitude de la raie est donné par:

$$\begin{aligned} S_i &= a_1 \times 10^{-7} p \theta^3 \exp [a_2 (1 - \theta)] && \text{pour l'oxygène} \\ &= b_1 \times 10^{-1} e \theta^{3,5} \exp [b_2 (1 - \theta)] && \text{pour la vapeur d'eau} \end{aligned} \quad (3)$$

où:

p : pression de l'air sec (hPa)

e : pression partielle de la vapeur d'eau (hPa) (la pression barométrique totale étant $p_{\text{tot}} = p + e$)

$\theta = 300/T$

T : température (K).

FIGURE 1

Affaiblissement linéique dû aux gaz de l'atmosphère, calculé tous les 1 GHz, y compris les fréquences centrales des raies

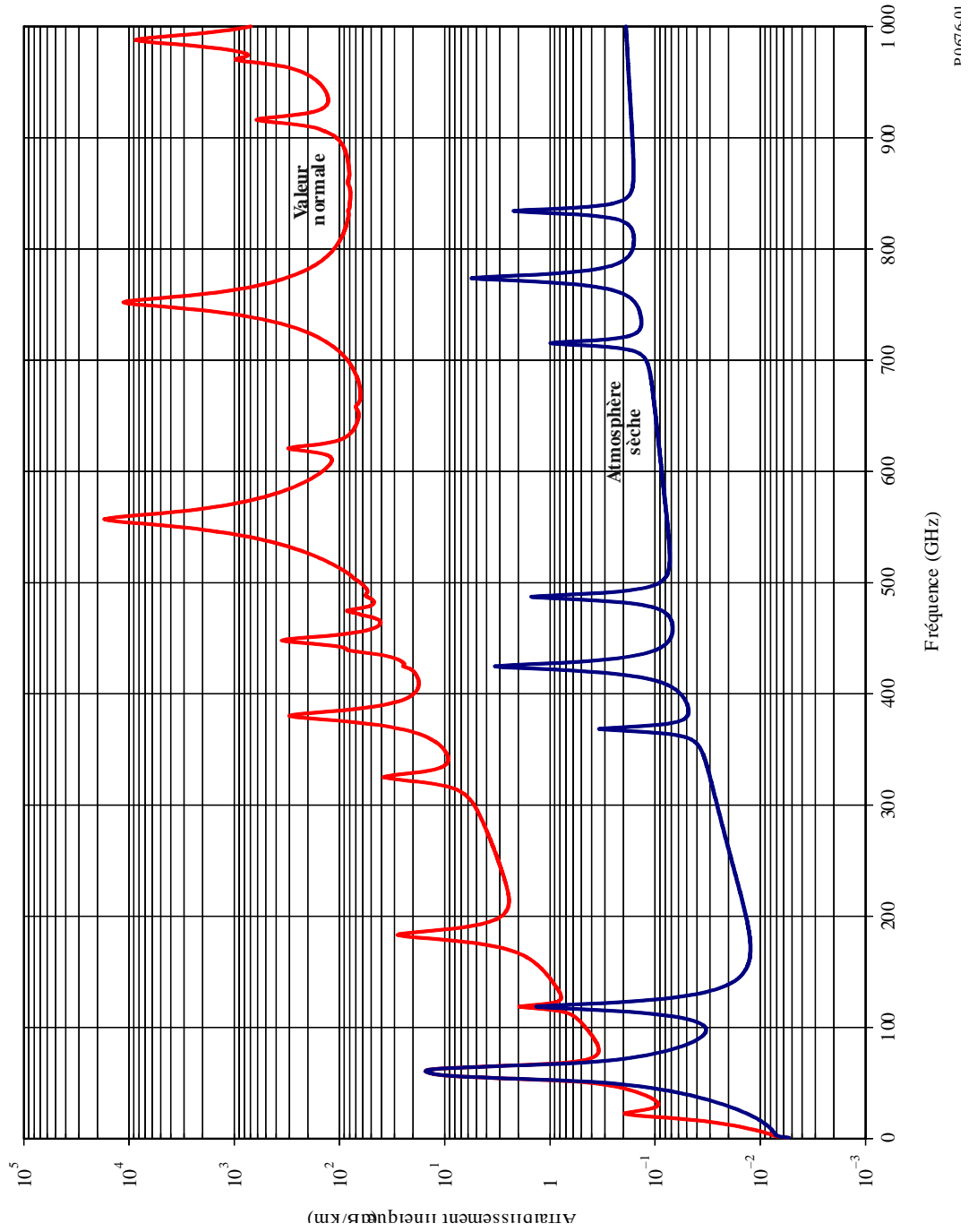
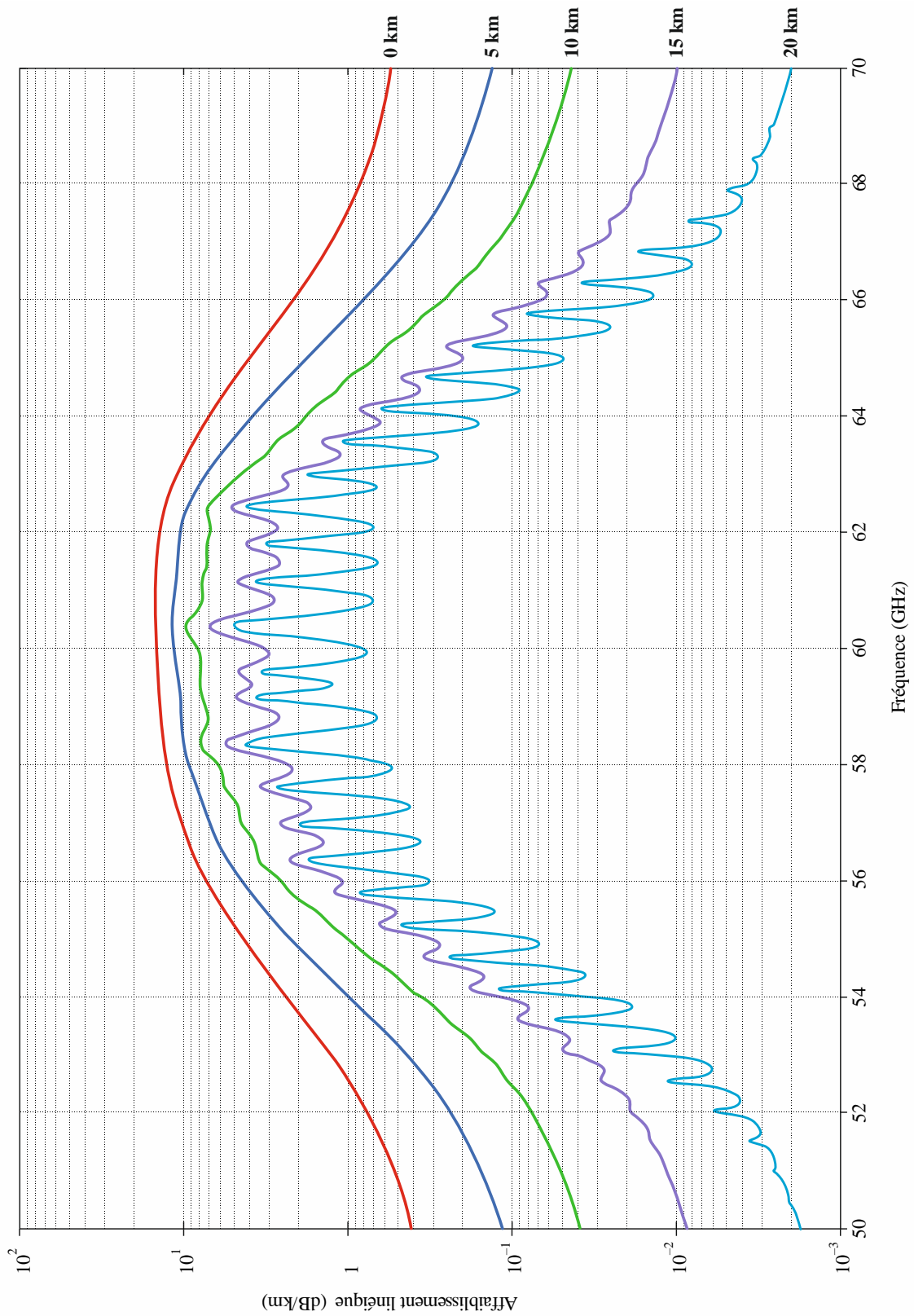


FIGURE 2

Affaiblissement linéique dans la gamme 50-70 GHz aux altitudes indiquées, calculé tous les 10 MHz, y compris les fréquences centrales des raies (0 km, 5 km, 10 km, 15 km et 20 km)



P.0676-02

S'ils sont disponibles, il convient d'utiliser les profils locaux de p , e , et T en fonction de l'altitude (obtenus au moyen de radiosondes par exemple). En l'absence de données locales, il convient d'utiliser une atmosphère de référence appropriée, définie dans la Recommandation UIT-R P.835. (À noter que lorsqu'on calcule l'affaiblissement total dû aux gaz de l'atmosphère, on utilise la même pression partielle de la vapeur d'eau pour l'affaiblissement dû à l'oxygène et pour l'affaiblissement dû à la vapeur d'eau.)

On peut obtenir la pression partielle de la vapeur d'eau, e , pour une valeur quelconque de l'altitude, à partir de la concentration en vapeur d'eau, ρ , et la température, T , à cette altitude, par la formule:

$$e = \frac{\rho T}{216,7} \quad (4)$$

Le Tableau 1 fournit des données spectroscopiques pour l'oxygène, et le Tableau 2 fournit des données spectroscopiques pour la vapeur d'eau. La dernière entrée du Tableau 2 correspond à une pseudo-raie centrée sur 1 780 GHz, dont l'aile inférieure représente la contribution combinée en dessous de 1 000 GHz des résonances de la vapeur d'eau non comprises dans la méthode de prédiction par sommation des contributions des raies d'absorption (c'est-à-dire le spectre continu de la vapeur d'eau). Les paramètres de la pseudo-raie sont ajustés pour tenir compte de la différence entre l'absorption mesurée dans les fenêtres atmosphériques et l'absorption calculée pour la raie au niveau local.

Le facteur de forme est donné par:

$$F_i = \frac{f}{f_i} \left[\frac{\Delta f - \delta (f_i - f)}{(f_i - f)^2 + \Delta f^2} + \frac{\Delta f - \delta (f_i + f)}{(f_i + f)^2 + \Delta f^2} \right] \quad (5)$$

où f_i est la fréquence de la raie de l'oxygène ou de la vapeur d'eau et Δf est sa largeur, donnée par:

$$\begin{aligned} \Delta f &= a_3 \times 10^{-4} (p \theta^{(0,8 - a_4)} + 1,1 e \theta) && \text{pour l'oxygène} \\ &= b_3 \times 10^{-4} (p \theta^{b_4} + b_5 e \theta^{b_6}) && \text{pour la vapeur d'eau} \end{aligned} \quad (6a)$$

La largeur de la raie Δf est modifiée pour tenir compte de l'effet Zeeman sur les raies de l'oxygène et de l'élargissement Doppler des raies de la vapeur d'eau:

$$\begin{aligned} \Delta f &= \sqrt{\Delta f^2 + 2,25 \times 10^{-6}} && \text{pour l'oxygène} \\ &= 0,535 \Delta f + \sqrt{0,217 \Delta f^2 + \frac{2,1316 \times 10^{-12} f_i^2}{\theta}} && \text{pour la vapeur d'eau} \end{aligned} \quad (6b)$$

δ est un facteur de correction qui résulte des effets d'interférences entre les raies de l'oxygène:

$$\begin{aligned} \delta &= (a_5 + a_6 \theta) \times 10^{-4} (p + e) \theta^{0,8} && \text{pour l'oxygène} \\ &= 0 && \text{pour la vapeur d'eau} \end{aligned} \quad (7)$$

TABLEAU 1

Données spectroscopiques pour l'affaiblissement par l'oxygène

f_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6
50,474214	0,975	9,651	6,690	0,0	2,566	6,850
50,987745	2,529	8,653	7,170	0,0	2,246	6,800
51,503360	6,193	7,709	7,640	0,0	1,947	6,729
52,021429	14,320	6,819	8,110	0,0	1,667	6,640
52,542418	31,240	5,983	8,580	0,0	1,388	6,526
53,066934	64,290	5,201	9,060	0,0	1,349	6,206
53,595775	124,600	4,474	9,550	0,0	2,227	5,085
54,130025	227,300	3,800	9,960	0,0	3,170	3,750
54,671180	389,700	3,182	10,370	0,0	3,558	2,654
55,221384	627,100	2,618	10,890	0,0	2,560	2,952
55,783815	945,300	2,109	11,340	0,0	-1,172	6,135
56,264774	543,400	0,014	17,030	0,0	3,525	-0,978
56,363399	1331,800	1,654	11,890	0,0	-2,378	6,547
56,968211	1746,600	1,255	12,230	0,0	-3,545	6,451
57,612486	2120,100	0,910	12,620	0,0	-5,416	6,056
58,323877	2363,700	0,621	12,950	0,0	-1,932	0,436
58,446588	1442,100	0,083	14,910	0,0	6,768	-1,273
59,164204	2379,900	0,387	13,530	0,0	-6,561	2,309
59,590983	2090,700	0,207	14,080	0,0	6,957	-0,776
60,306056	2103,400	0,207	14,150	0,0	-6,395	0,699
60,434778	2438,000	0,386	13,390	0,0	6,342	-2,825
61,150562	2479,500	0,621	12,920	0,0	1,014	-0,584
61,800158	2275,900	0,910	12,630	0,0	5,014	-6,619
62,411220	1915,400	1,255	12,170	0,0	3,029	-6,759
62,486253	1503,000	0,083	15,130	0,0	-4,499	0,844
62,997984	1490,200	1,654	11,740	0,0	1,856	-6,675
63,568526	1078,000	2,108	11,340	0,0	0,658	-6,139
64,127775	728,700	2,617	10,880	0,0	-3,036	-2,895
64,678910	461,300	3,181	10,380	0,0	-3,968	-2,590
65,224078	274,000	3,800	9,960	0,0	-3,528	-3,680
65,764779	153,000	4,473	9,550	0,0	-2,548	-5,002
66,302096	80,400	5,200	9,060	0,0	-1,660	-6,091
66,836834	39,800	5,982	8,580	0,0	-1,680	-6,393
67,369601	18,560	6,818	8,110	0,0	-1,956	-6,475
67,900868	8,172	7,708	7,640	0,0	-2,216	-6,545
68,431006	3,397	8,652	7,170	0,0	-2,492	-6,600
68,960312	1,334	9,650	6,690	0,0	-2,773	-6,650
118,750334	940,300	0,010	16,640	0,0	-0,439	0,079

TABLEAU 1 (*fin*)

f_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6
368,498246	67,400	0,048	16,400	0,0	0,000	0,000
424,763020	637,700	0,044	16,400	0,0	0,000	0,000
487,249273	237,400	0,049	16,000	0,0	0,000	0,000
715,392902	98,100	0,145	16,000	0,0	0,000	0,000
773,839490	572,300	0,141	16,200	0,0	0,000	0,000
834,145546	183,100	0,145	14,700	0,0	0,000	0,000

TABLEAU 2

Données spectroscopiques pour l'affaiblissement par la vapeur d'eau

f_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6
22,235080	0,1079	2,144	26,38	0,76	5,087	1,00
67,803960	0,0011	8,732	28,58	0,69	4,930	0,82
119,995940	0,0007	8,353	29,48	0,70	4,780	0,79
183,310087	2,273	0,668	29,06	0,77	5,022	0,85
321,225630	0,0470	6,179	24,04	0,67	4,398	0,54
325,152888	1,514	1,541	28,23	0,64	4,893	0,74
336,227764	0,0010	9,825	26,93	0,69	4,740	0,61
380,197353	11,67	1,048	28,11	0,54	5,063	0,89
390,134508	0,0045	7,347	21,52	0,63	4,810	0,55
437,346667	0,0632	5,048	18,45	0,60	4,230	0,48
439,150807	0,9098	3,595	20,07	0,63	4,483	0,52
443,018343	0,1920	5,048	15,55	0,60	5,083	0,50
448,001085	10,41	1,405	25,64	0,66	5,028	0,67
470,888999	0,3254	3,597	21,34	0,66	4,506	0,65
474,689092	1,260	2,379	23,20	0,65	4,804	0,64
488,490108	0,2529	2,852	25,86	0,69	5,201	0,72
503,568532	0,0372	6,731	16,12	0,61	3,980	0,43
504,482692	0,0124	6,731	16,12	0,61	4,010	0,45
547,676440	0,9785	0,158	26,00	0,70	4,500	1,00
552,020960	0,1840	0,158	26,00	0,70	4,500	1,00
556,935985	497,0	0,159	30,86	0,69	4,552	1,00
620,700807	5,015	2,391	24,38	0,71	4,856	0,68
645,766085	0,0067	8,633	18,00	0,60	4,000	0,50
658,005280	0,2732	7,816	32,10	0,69	4,140	1,00
752,033113	243,4	0,396	30,86	0,68	4,352	0,84
841,051732	0,0134	8,177	15,90	0,33	5,760	0,45
859,965698	0,1325	8,055	30,60	0,68	4,090	0,84

TABLEAU 2 (fin)

f_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6
899,303175	0,0547	7,914	29,85	0,68	4,530	0,90
902,611085	0,0386	8,429	28,65	0,70	5,100	0,95
906,205957	0,1836	5,110	24,08	0,70	4,700	0,53
916,171582	8,400	1,441	26,73	0,70	5,150	0,78
923,112692	0,0079	10,293	29,00	0,70	5,000	0,80
970,315022	9,009	1,919	25,50	0,64	4,940	0,67
987,926764	134,6	0,257	29,85	0,68	4,550	0,90
1 780,000000	17506	0,952	196,3	2,00	24,15	5,00

Le terme de spectre continu de l'air sec résulte de l'absorption de Debye non résonante par l'oxygène en dessous de 10 GHz et d'un affaiblissement induit par des effets de pression de l'azote au-dessus de 100 GHz.

$$N_D''(f) = f p \theta^2 \left[\frac{6,14 \times 10^{-5}}{d \left[1 + \left(\frac{f}{d} \right)^2 \right]} + \frac{1,4 \times 10^{-12} p \theta^{1,5}}{1 + 1,9 \times 10^{-5} f^{1,5}} \right] \quad (8)$$

où d est le paramètre de largeur pour le spectre de Debye, donné par:

$$d = 5,6 \times 10^{-4} (p + e) \theta^{0,8} \quad (9)$$

2 Affaiblissement sur un trajet

2.1 Trajets terrestres

Dans le cas d'un trajet horizontal ou d'un trajet légèrement incliné proche du sol, l'affaiblissement, A , sur ce trajet, peut être calculé par la formule:

$$A = \gamma r_0 = (\gamma_o + \gamma_w) r_0 \quad \text{dB} \quad (10)$$

où r_0 est la longueur du trajet (km).

2.2 Trajets obliques

Les paragraphes 2.2.1 et 2.2.2 fournissent des méthodes permettant de calculer l'affaiblissement dû aux gaz sur un trajet oblique montant Terre vers espace entre un point situé à la surface de la Terre ou à proximité de celle-ci et un point situé au-dessus de la surface de la Terre ou dans l'espace, par sommation des contributions des raies d'absorption, méthode décrite dans l'Annexe 1, pour une température, une pression de l'air sec et un profil de concentration en vapeur d'eau connus. Le paragraphe 2.2.3 étend la méthode au cas d'un trajet descendant entre un point situé au-dessus de la surface de la Terre ou dans l'espace et un point situé à la surface de la Terre ou à proximité de celle-ci. Les paragraphes 2.2.4 et 2.2.5 décrivent des méthodes permettant de calculer respectivement la courbure atmosphérique et la longueur supplémentaire du trajet dans l'atmosphère, sur un trajet Terre vers espace.

2.2.1 Angles d'élévation apparents non négatifs

L'affaiblissement dû aux gaz sur un trajet oblique montant entre les altitudes h_1 et h_2 , avec $h_2 > h_1 \geq 0$ km, est donné par:

$$A_{gaz} = \int_{h_1}^{h_2} \frac{\gamma(h)}{\sin \varphi(h)} dh = \int_{h_1}^{h_2} \frac{\gamma(h)}{\sqrt{1 - \cos^2 \varphi(h)}} dh \quad (11)$$

où

$$\cos \varphi(h) = \frac{(R_E + h_1) n(h_1)}{(R_E + h) n(h)} \cos \varphi_1 \quad (12)$$

$\gamma(h)$ est l'affaiblissement linéique à l'altitude h , R_E est le rayon moyen de la Terre (6 371 km), φ_1 est l'angle d'élévation apparent local à l'altitude h_1 , et $n(h)$ est l'indice de réfraction à l'altitude h .

L'équation (11) peut être évaluée par intégration numérique¹, mais une bonne approximation de l'affaiblissement dû aux gaz sur un trajet oblique est obtenue en divisant l'atmosphère en couches dont l'épaisseur augmente exponentiellement, en déterminant l'affaiblissement linéique (dB/km) de chaque couche et la longueur du trajet (km) dans chaque couche, puis en additionnant le produit de l'affaiblissement linéique de chaque couche par la longueur du trajet de chaque couche, comme indiqué dans l'équation (13). En l'absence de données locales concernant la température, la pression de l'air sec et les profils de pression partielle de la vapeur d'eau en fonction de l'altitude (par exemple, au moyen de données de radiosondage), il est possible d'utiliser l'une des six atmosphères de référence (c'est-à-dire, l'atmosphère de référence moyenne annuelle pour le monde entier, l'atmosphère de référence pour les latitudes basses, l'atmosphère de référence pour les latitudes moyennes en été, l'atmosphère de référence pour les latitudes moyennes en hiver, l'atmosphère de référence pour les latitudes élevées en été ou l'atmosphère de référence pour les latitudes élevées en hiver) données dans la Recommandation UIT-R P.835, au choix.

$$A_{gaz} = \sum_{i=1}^{i_{max}} a_i \gamma_i \text{ (dB)} \quad (13)$$

où γ_i est l'affaiblissement linéique (dB/km) de la i ème couche, conformément à l'équation (1), et a_i est la longueur du trajet dans la i ème couche.

Pour un trajet oblique entre la surface de la Terre et l'espace, en se référant à la géométrie décrite dans la Fig. 5, l'épaisseur des couches augmente exponentiellement de 10 cm à la surface de la Terre à environ 1 km à une altitude approximative de 100 km, afin de garantir une estimation précise de l'affaiblissement total dû aux gaz sur le trajet oblique considéré. L'épaisseur de la i ème couche, δ_i , est donnée par:

$$\delta_i = 0,0001 e^{\frac{i-1}{100}} \text{ (km)} \quad (14)$$

$h_1 = 0$ et h_i , l'altitude du niveau inférieur de la couche i pour $i \geq 2$, est calculée comme suit:

$$h_i = \sum_{j=1}^{i-1} \delta_j = 0,0001 \frac{e^{\frac{i-1}{100}} - 1}{e^{\frac{1}{100}} - 1} \quad (15)$$

Si l'on utilise l'une des six atmosphères de référence décrites dans la Recommandation UIT-R P.835, le profil atmosphérique est défini pour les altitudes géométriques allant jusqu'à 100 km, auquel cas $i_{max} = 922$, $\delta_{922} = 0,999\ 66$ km et $h_{922} = 99,457$ km.

¹ L'équation (11) peut être évaluée par différentes méthodes, suivant la mise en œuvre disponible: par exemple a) la fonction *integral* dans Matlab, b) la fonction *quad* dans Octave, c) la fonction *quad* en Python, d) plusieurs fonctions provenant de *Numerical Recipes* ou d'autres méthodes équivalentes.

Pour un trajet oblique entre une altitude inférieure dans l'atmosphère h_{inf} et une altitude supérieure dans l'atmosphère h_{sup} , ($0 \text{ km} \leq h_{inf} < h_{sup} \leq 100 \text{ km}$), l'affaiblissement sur le trajet oblique peut être calculé en prenant r_1 égal au rayon entre le centre de la Terre et l'altitude inférieure, et en modifiant les équations (14) et (15), de façon à conserver de manière approximative l'accroissement exponentiel de l'altitude par rapport à la surface de la Terre, comme indiqué ci-après:

a) Calculer i_{inf} et i_{sup} :

$$i_{inf} = \text{floor} \left\{ 100 \ln \left[10^4 h_{inf} \left(e^{\frac{1}{100}} - 1 \right) + 1 \right] + 1 \right\} \quad (16a)$$

$$i_{sup} = \text{ceiling} \left\{ 100 \ln \left[10^4 h_{sup} \left(e^{\frac{1}{100}} - 1 \right) + 1 \right] + 1 \right\} \quad (16b)$$

où $\text{floor}(x)$ et $\text{ceiling}(x)$ désignent respectivement l'entier directement inférieur et directement supérieur à x .

b) Remplacer la limite inférieure dans l'équation (13) par $i = i_{inf}$ et la limite supérieure par $i_{sup} - 1$.

c) Remplacer 0,0001 dans l'équation (14) par m , où:

$$m = \left(\frac{\frac{2}{e^{\frac{1}{100}} - e^{\frac{1}{100}}}}{\frac{i_{sup}}{e^{\frac{1}{100}} - e^{\frac{1}{100}}} - \frac{i_{inf}}{e^{\frac{1}{100}} - e^{\frac{1}{100}}}} \right) (h_{sup} - h_{inf}) \quad (16c)$$

d) Remplacer l'équation (15) par:

$$h_i = h_{inf} + \sum_{j=i_{inf}}^{i-1} \delta_j = h_{inf} + m \frac{e^{\frac{i-1}{100}} - e^{\frac{i_{inf}-1}{100}}}{e^{\frac{1}{100}} - 1}, i_{inf} \leq i \leq i_{sup} \quad (16d)$$

Il convient d'utiliser les équations (16a) et (16d) avec prudence, en raison d'un risque de précision amoindrie dans le cas des trajets obliques lorsque $i_{sup} - i_{inf} < 50$ (par exemple, les trajets entre deux plates-formes aéroportées).

a_i est la longueur du trajet dans la i ème couche, d'épaisseur δ_i , et n_i est l'indice de réfraction radioélectrique de la i ème couche. n_i dépend de la pression de l'air sec, de la température et de la pression partielle de la vapeur d'eau de la i ème couche et est calculé grâce aux équations (1) et (2) de la Recommandation UIT-R P.453. α_i et β_{i+1} sont les angles d'incidence entrant et sortant au niveau de l'interface entre la i ème couche et la $(i+1)$ ème couche, r_i est le rayon entre le centre de la Terre et le début de la i ème couche, $r_{i+1} = r_i + \delta_i$, et r_1 est le rayon entre le centre de la Terre et le début de la couche la plus basse, ce qui correspond en général au rayon moyen de la Terre (6 371 km). L'indice de réfraction, n_i , et l'affaiblissement linéique, γ_i , de la i ème couche sont les valeurs de ces grandeurs au centre de la i ème couche, autrement dit, à l'altitude $r_i + \delta_i/2$.

La longueur du trajet, a_i , est donnée par:

$$a_i = -r_i \cos \beta_i + \sqrt{r_i^2 \cos^2 \beta_i + 2 r_i \delta_i + \delta_i^2} \quad (\text{km}) \quad (17)$$

et l'angle α_i est calculé comme suit:

$$\alpha_i = \pi - \cos^{-1} \left(\frac{-a_i^2 - 2 r_i \delta_i - \delta_i^2}{2 a_i (r_i + \delta_i)} \right) \quad (18a)$$

$$= \sin^{-1} \left(\frac{r_i}{r_i + \delta_i} \sin \beta_i \right) \quad (18b)$$

Il est déconseillé d'utiliser l'équation (18a), étant donné qu'elle apporte une précision moindre. β_1 est l'angle zénithal local à la surface de la Terre ou à proximité de celle-ci (l'angle complémentaire de l'angle d'élévation apparent, φ ; autrement dit $\beta_1 = 90^\circ - \varphi$).

β_{i+1} peut être calculé récursivement à partir de α_i au moyen de la loi de Snell, comme suit:

$$\beta_{i+1} = \sin^{-1} \left(\frac{n_i}{n_{i+1}} \sin \alpha_i \right) \quad (19a)$$

β_i peut aussi être calculé directement, sans passer par le calcul de α_i , en utilisant la loi de Snell en coordonnées polaires, comme indiqué ci-après:

$$\beta_i = \sin^{-1} \left(\frac{n_1 r_1}{n_i r_i} \sin \beta_1 \right) \quad (19b)$$

et, de la même manière, α_i peut être calculé de la façon suivante:

$$\alpha_i = \sin^{-1} \left(\frac{n_1 r_1}{n_i r_{i+1}} \sin \beta_1 \right) \quad (19c)$$

Dans le sens Terre vers espace, les équations (19a) ou (19b) et (19c) peuvent ne pas être valables pour des angles d'élévation apparents initiaux strictement inférieurs à 1° (c'est-à-dire des angles zénithaux apparents initiaux $\beta_1 > 89^\circ$) lorsque le gradient du coïndice radioélectrique dN/dh est inférieur à -157 N-unités/km, ce qui peut être le cas quand on utilise dans le profil atmosphérique des données de radiosondage issues de certaines régions du monde sensibles aux phénomènes de conduit. L'onde radioélectrique est alors réfléchiée par l'atmosphère et suit la courbure de la Terre (autrement dit, elle se déplace dans des conduits) et l'argument de la fonction arcsinus dans les équations (19a) ou (19b) et (19c) est supérieur à 1. Les équations (19a), (19b) et (19c) sont valables pour tous les angles d'élévation apparents non négatifs lorsque l'une des six atmosphères de référence décrites dans la Recommandation UIT-R P.835 est utilisée, étant donné que ces atmosphères ne présentent pas les gradients du coïndice caractéristiques des phénomènes de conduit.

La Figure 4 montre l'affaiblissement dans la direction du zénith calculé tous les 1 GHz, dans le cas de l'atmosphère de référence moyenne annuelle pour le monde entier donnée dans la Recommandation UIT-R P.835. La «valeur normale» correspond à l'atmosphère de référence moyenne annuelle pour le monde entier avec $\rho_o = 7,5$ g/m³, et l'«atmosphère sèche» correspond à l'atmosphère de référence moyenne annuelle pour le monde entier avec $\rho_o = 0$ g/m³.

2.2.2 Angles d'élévation apparents négatifs

Dans l'équation (13), on suppose que l'altitude augmente entre la station terrienne et l'espace. Toutefois, en cas d'angles d'élévation apparents négatifs depuis une station terrienne élevée, l'altitude décroît le long du trajet de propagation entre la station terrienne et l'altitude minimale pour l'incidence rasante, puis augmente le long du trajet entre cette altitude et l'espace. Ce phénomène est illustré dans la Fig. 3, dans le cas d'une station terrienne située à une altitude h_1 , avec un angle d'élévation apparent de $90^\circ - \beta_1$.

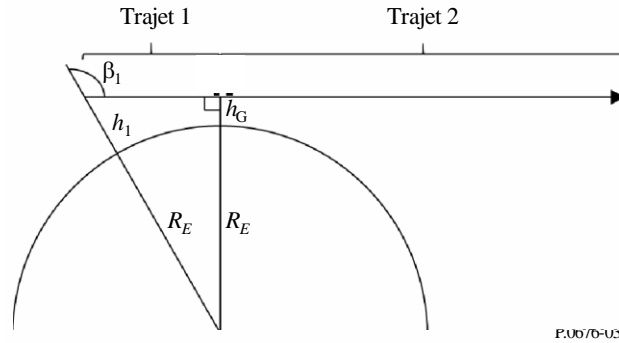
On déduit de la loi de Snell en coordonnées polaires l'équation suivante:

$$n(h_G)(R_E + h_G) = n(h_1)(R_E + h_1) \sin \beta_1 \quad (20)$$

Dans ce cas, l'altitude pour l'incidence rasante, h_G , peut être déterminée en résolvant l'équation (20) de manière itérative. L'indice de réfraction, $n(h)$, peut être déduit des équations (1) et (2) de la Recommandation UIT-R P.453 pour le profil atmosphérique particulier considéré, en général l'un des profils de référence décrits dans la Recommandation UIT-R P.835.

L'affaiblissement net dû aux gaz est la somme des affaiblissements dus aux gaz pour les trajets 1 et 2. Le trajet 1 correspond à l'affaiblissement dû aux gaz entre une station terrienne fictive située à une altitude de h_G km et la station terrienne réelle située à une altitude de h_1 km, avec un angle d'élévation apparent de 0° . Le trajet 2 correspond quant à lui à l'affaiblissement dû aux gaz entre une station terrienne fictive située à une altitude de h_G km et l'altitude atmosphérique maximale (en général 100 km), avec un angle d'élévation apparent de 0° .

FIGURE 3
Géométrie de l'altitude pour l'incidence rasante



P.007/D-05*

2.2.3 Réciprocité espace vers Terre et Terre vers espace

Dans le cas d'un trajet entre une station spatiale et une station terrienne, lorsque l'angle d'élévation apparent, φ_s , au niveau de la station spatiale est négatif, avec un angle d'élévation apparent φ_e au niveau de la station terrienne, les angles d'élévation apparents vérifient:

$$\varphi_s = -\cos^{-1}\left(\frac{r_e n_e}{r_s n_s} \cos \varphi_e\right) \quad (21a)$$

et

$$\varphi_e = \cos^{-1}\left(\frac{r_s n_s}{r_e n_e} \cos \varphi_s\right) \quad (21b)$$

où n_e est l'indice de réfraction à l'altitude de la station terrienne, r_e est le rayon entre le centre de la Terre et la station terrienne ($r_e \geq R_E$), n_s est l'indice de réfraction à l'altitude de la station spatiale et r_s est le rayon entre le centre de la Terre et la station spatiale ($r_s > r_e$). Si l'altitude de la station spatiale par rapport à la surface de la Terre est supérieure à 100 km, alors $n_s = 1$.

Compte tenu de la réciprocité de la propagation dans l'atmosphère, l'affaiblissement dû aux gaz sur un trajet espace vers Terre pour un angle d'élévation apparent au niveau de la station spatiale φ_s est identique à l'affaiblissement dû aux gaz sur le trajet Terre vers espace réciproque pour un angle d'élévation apparent au niveau de la station terrienne φ_e . Par conséquent, l'affaiblissement dû aux gaz sur un trajet descendant espace vers Terre peut être calculé comme l'affaiblissement dû aux gaz sur le trajet montant Terre vers espace correspondant. Si $\frac{r_s n_s}{r_e n_e} \cos \varphi_s > 1$, alors le trajet espace vers Terre ne rencontre pas la surface de la Terre.

2.2.4 Courbure atmosphérique

La courbure atmosphérique totale, *Courbure*, le long du trajet Terre vers espace est donnée par:

$$Courbure = \sum_{i=1}^{i_{max}-1} (\beta_{i+1} - \alpha_i) \quad (22a)$$

$$= \sum_{i=1}^{i_{max}-1} \left[\sin^{-1}\left(\frac{n_1 r_1}{n_{i+1} r_{i+1}} \sin \beta_1\right) - \sin^{-1}\left(\frac{n_1 r_1}{n_i r_{i+1}} \sin \beta_1\right) \right] \quad (22b)$$

Une valeur positive de courbure signifie que le rayon est courbé en direction de la Terre. L'équation (9) de la Recommandation UIT-R P.834 est une approximation des équations (22a) et (22b) dans le cas de l'atmosphère de référence moyenne annuelle pour le monde entier.

2.2.5 Longueur supplémentaire du trajet dans l'atmosphère

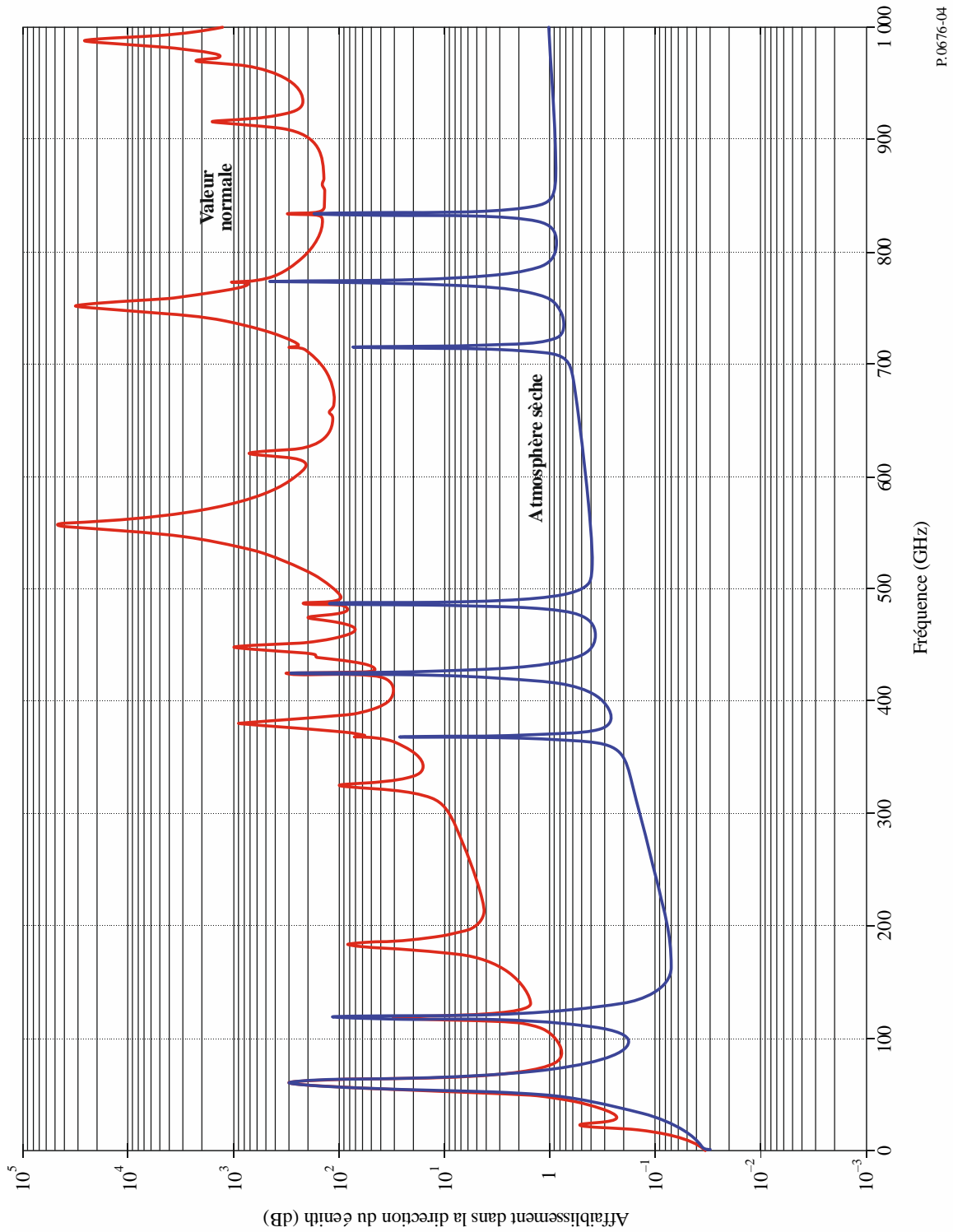
Étant donné que l'indice de réfraction troposphérique est supérieur à 1, la longueur réelle du trajet dans l'atmosphère est plus grande que la longueur géométrique du trajet. Dans ce cas, la longueur supplémentaire du trajet dans l'atmosphère, ΔL , est donnée par l'équation:

$$\Delta L = \sum_{i=1}^{i_{max}} a_i (n_i - 1) \quad (\text{km}) \quad (23)$$

Le terme «longueur supplémentaire du trajet dans l'atmosphère» est synonyme de «différence de longueur du trajet radioélectrique», figurant dans la Recommandation UIT-R P.834. Une méthode permettant de prévoir la différence de longueur du trajet radioélectrique en fonction de l'emplacement, du jour de l'année et de l'angle d'élévation apparent est donnée au § 6 de la Recommandation UIT-R P.834.

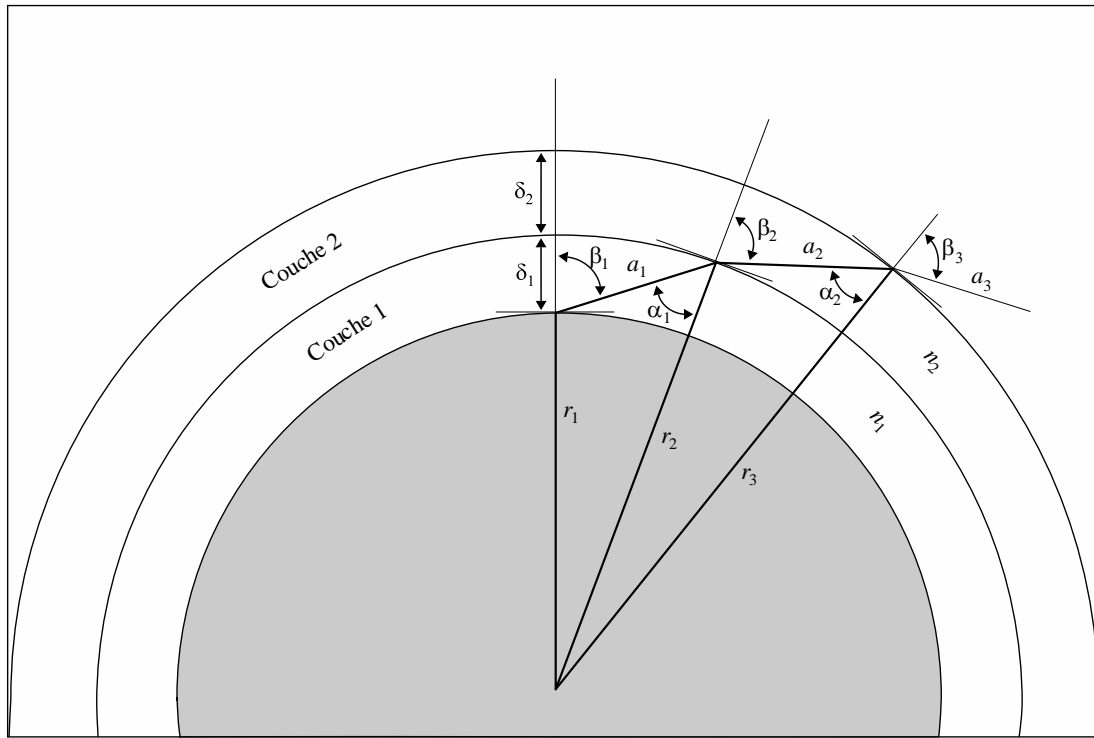
FIGURE 4

Affaiblissement dans la direction du zénith dû aux gaz de l'atmosphère, calculé tous les 1 GHz y compris les fréquences centrales des raies



P.0676-04

FIGURE 5
Trajet dans l'atmosphère



P.0676-05

3 Effets de la dispersion

En plus de l'affaiblissement décrit dans le paragraphe précédent, qui est basé sur la partie imaginaire du coïndice complexe, fonction de la fréquence, l'oxygène et la vapeur d'eau provoquent une dispersion, qui est basée sur la partie réelle du coïndice complexe, fonction de la fréquence. Cet effet est décrit en termes de dispersion de phase en fonction de la fréquence (degrés/km) ou de temps de propagation de groupe en fonction de la fréquence (ps/km); tout comme l'affaiblissement, il peut être calculé pour les trajets obliques.

Comme pour l'équation (1), la dispersion de phase linéique due aux gaz, φ , est donnée par l'équation suivante:

$$\varphi = \varphi_o + \varphi_w = -1,2008f(N'_{oxygène}(f) + N'_{vapeur\ d'eau}(f)) \quad (\text{degrés/km}) \quad (24)$$

où φ_o est la dispersion de phase linéique (degrés/km) due à l'air sec; φ_w est la dispersion de phase linéique due à la vapeur d'eau; f est la fréquence (GHz) et $N'_{oxygène}(f)$ et $N'_{vapeur\ d'eau}(f)$ sont les parties réelles des coïndices complexes, fonction de la fréquence:

$$N'_{oxygène}(f) = \sum_i (oxygène) S_i F'_i + N'_D(f) \quad (25a)$$

$$N'_{vapeur\ d'eau}(f) = \sum_i (vapeur\ d'eau) S_i F'_i \quad (25b)$$

où S_i est le coefficient d'amplitude de la i ème raie de l'oxygène ou de la vapeur d'eau découlant de l'équation (3), F'_i est la partie réelle de son facteur de forme:

$$F'_i = \frac{f}{f_i} \left[\frac{(f_i - f) + \delta\Delta f}{(f_i - f)^2 + \Delta f^2} - \frac{(f_i + f) + \delta\Delta f}{(f_i + f)^2 + \Delta f^2} \right] \quad (25c)$$

et les sommations portent sur toutes les raies spectrales indiquées dans les Tableaux 1 et 2.

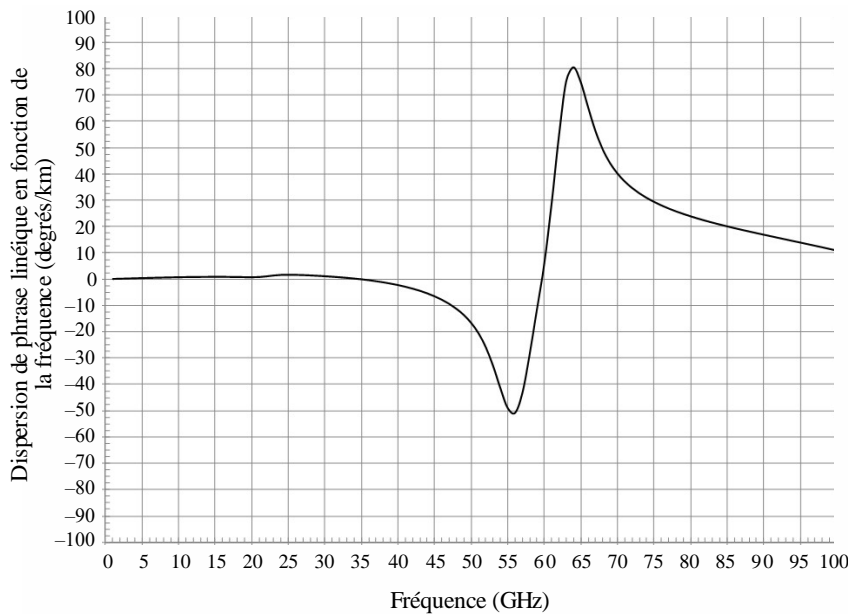
$N'_D(f)$ est la partie réelle de la contribution du spectre continu de l'air sec due à l'absorption induite par la pression de l'azote:

$$N'_D(f) = \frac{-6,14 \times 10^{-5} p \theta^2 f^2}{f^2 + d^2} \quad (25d)$$

Δf est défini dans l'équation (6b), δ dans l'équation (7) et d dans l'équation (9).

La dispersion de phase linéique, fonction de la fréquence, est représentée dans la Figure 6 dans le cas d'une atmosphère de référence ($p = 1\,013,25$ hPa, $\rho = 7,5$ g/m³, $T = 15^\circ$ C).

FIGURE 6
Dispersion de phase linéique en fonction de la fréquence pour une atmosphère de référence
($p = 1\,013,25$ hPa, $\rho = 7,5$ g/m³, $T = 15^\circ$ C)



P.0676-06

4 Température de brillance en hyperfréquence vers le bas et vers le haut

La température de brillance en hyperfréquence désigne la température de bruit à la sortie d'une antenne sans perte due à la brillance atmosphérique incidente. Il existe une relation entre la densité spectrale de puissance du bruit, $S(f)$, et la température de bruit, $T(f)$, telle que $S(f) = k T(f)$, où k est la constante de Boltzmann. La température de brillance en hyperfréquence vers le bas dans le sens espace vers Terre en orientation ascendante et la température de brillance en hyperfréquence vers le haut dans le sens Terre vers espace en orientation descendante peuvent être calculées avec la même méthode que celle utilisée dans l'équation (13). La couche 1 est généralement située à la surface de la Terre et la couche k au niveau de la couche supérieure de l'atmosphère (en général, 100 km). La température de brillance en hyperfréquence cumulative est la somme des températures de brillance en hyperfréquence de chaque couche atmosphérique, multipliées par l'affaiblissement entre la couche atmosphérique considérée et le point d'observation. On suppose que l'atmosphère est en équilibre thermodynamique local et que la diffusion est négligeable.

Dans les paragraphes suivants, $T_B(f_{GHz}, T_j)$ désigne la température de brillance en hyperfréquence de la j ème couche. Elle est définie par l'équation suivante:

$$T_B(f_{GHz}, T_j) = 0,048 f_{GHz} \left[\frac{1}{\exp\left(\frac{0,048 f_{GHz}}{T_j}\right) - 1} \right] \quad (\text{K}) \quad (26)$$

où T_j est la température physique de la jème couche. T_j donne une bonne approximation de $T_B(f_{GHz}, T_j)$ pour $f_{GHz} < 0,42 T_j$; γ_j est l'affaiblissement linéique (dB/km) de la jème couche indiquée dans l'équation (1), et a_j est la longueur de trajet (km) dans la jème couche indiquée dans l'équation (17).

La différence entre la température physique, T , et la température de brillance en hyperfréquence d'une source de rayonnement de corps noir, T_B , est indiquée dans la Fig. 7. Pour une fréquence particulière, f_{GHz} , $T - T_B \rightarrow 0,024 f_{GHz}$ étant donné que la température physique, T , augmente.

4.1 Température de brillance en hyperfréquence vers le bas

Si les profils de température physique, de pression et de vapeur d'eau le long du trajet sont connus, la température de brillance en hyperfréquence vers le bas, qui est égale à la somme de a) la température cosmique de brillance en hyperfréquence, réduite par l'affaiblissement atmosphérique, et de b) la température atmosphérique de brillance en hyperfréquence vers le bas, peut être calculée par ce qui suit:

$$T_{vers\ le\ bas} = T_B(f_{GHz}, 2,73) \times 10^{-\left(\frac{\sum_{j=1}^k a_j \gamma_j}{10}\right)} + \sum_{j=1}^k T_B(f_{GHz}, T_j) \left(10^{\frac{a_j \gamma_j}{10}} - 1\right) 10^{-\left(\frac{\sum_{i=1}^j a_i \gamma_i}{10}\right)} \quad (\text{K}) \quad (27)$$

Toutefois, il peut être plus commode d'appliquer la température nette de brillance en hyperfréquence par récurrence en utilisant la méthode récursive suivante:

$$\text{Étape 1: Définir } T_{B,vers\ le\ bas} = 0,048 \left[\frac{f_{GHz}}{\exp\left(\frac{0,048 f_{GHz}}{2,73}\right) - 1} \right] \quad (27a)$$

Répéter les étapes 2 à 5 pour $j = k$ à $j = 1$ en décrémentant j de 1 à chaque itération:

$$\text{Étape 2: Définir } T_{B,vers\ le\ bas,dernier} = T_{B,vers\ le\ bas} \quad (27b)$$

$$\text{Étape 3: Définir } T_B = 0,048 \left[\frac{f_{GHz}}{\exp\left(\frac{0,048 f_{GHz}}{T_j}\right) - 1} \right] \quad (27c)$$

$$\text{Étape 4: Définir } L_j = 10^{\frac{-a_j \gamma_j}{10}} \quad (27d)$$

$$\text{Étape 5: Définir } T_{B,vers\ le\ bas} = [T_{B,vers\ le\ bas,dernier} L_j + (1 - L_j) T_B] \quad (27e)$$

où 2,73 K correspond à la température exoatmosphérique de rayonnement de corps noir en hyperfréquence du fond cosmique.

La température de brillance en hyperfréquence vers le bas pour un trajet zénithal et une atmosphère de référence est indiquée dans la Fig. 8.

Si les profils ne sont pas connus, il est possible d'utiliser la méthode décrite au § 3 de l'Annexe 1 de la Recommandation UIT-R P.618 pour estimer la température de brillance en hyperfréquence vers le bas, ainsi que d'autres effets, à partir de l'affaiblissement atmosphérique total.

La Recommandation UIT-R P.372 peut être utilisée pour déterminer la température de bruit du système de la station terrienne à partir des températures de brillance.

4.2 Température de brillance en hyperfréquence vers le haut

La température nette de brillance en hyperfréquence vers le haut, qui est égale à la somme de a) la température atmosphérique de brillance en hyperfréquence vers le haut, de b) la température atmosphérique de brillance en hyperfréquence vers le bas réfléchiée par la surface de la Terre, réduite par l'affaiblissement atmosphérique net, et de c) la température de brillance en hyperfréquence vers le haut de la surface de la Terre, réduite par l'affaiblissement atmosphérique, peut être calculée par ce qui suit:

$$T_{B,vers\ le\ haut} = (\epsilon T_B(f_{GHz}, T_{Terre}) + \rho T_{vers\ le\ bas}) \times 10^{-\left(\frac{\sum_{j=1}^k a_j \gamma_j}{10}\right)} + \sum_{j=1}^k T_B(f_{GHz}, T_j) \left(10^{\frac{a_j \gamma_j}{10}} - 1\right) 10^{-\left(\frac{\sum_{i=j}^k a_i \gamma_i}{10}\right)} \quad (K) \quad (28)$$

Toutefois, il peut être plus commode d'appliquer la température nette de brillance en hyperfréquence par récurrence en utilisant la méthode récursive suivante:

$$\text{Étape 1: Définir } T_{B,vers\ le\ haut} = \epsilon 0,048 \left[\frac{f_{GHz}}{\exp\left(\frac{0,048 f_{GHz}}{T_{Terre}}\right)} - 1 \right] + \rho T_{B,vers\ le\ bas} \quad (28a)$$

Répéter les étapes 2 à 5 pour $j = 1$ à $j = k$ en incrémentant j de 1 après chaque itération:

$$\text{Étape 2: Définir } T_{B,vers\ le\ haut, dernier} = T_{B,vers\ le\ haut} \quad (28b)$$

$$\text{Étape 3: Définir } T_B = 0,048 \left[\frac{f_{GHz}}{\exp\left(\frac{0,048 f_{GHz}}{T_j}\right)} - 1 \right] \quad (28c)$$

$$\text{Étape 4: Définir } L_j = 10^{\frac{-a_j \gamma_j}{10}} \quad (28d)$$

$$\text{Étape 5: Définir } T_{B,vers\ le\ haut} = [T_{B,vers\ le\ haut, dernier} L_j + (1 - L_j) T_B] \quad (28e)$$

où:

ϵ : pouvoir émissif de la surface de la Terre

ρ : réflectivité de la surface de la Terre

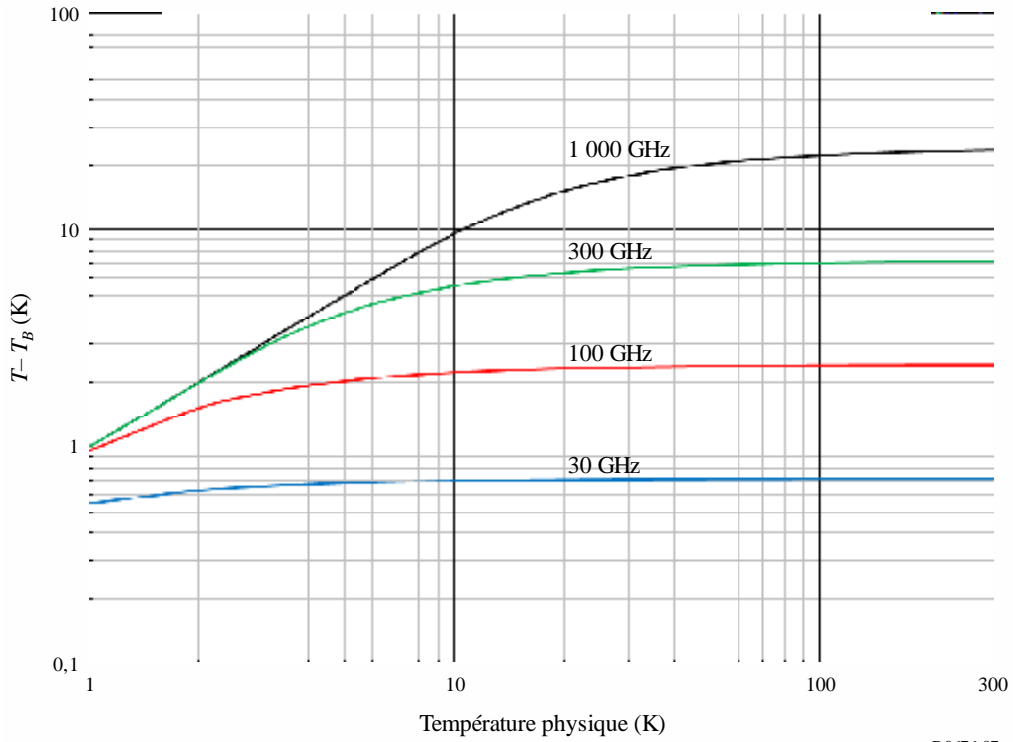
$$\rho = 1 - \epsilon.$$

En l'absence de données locales ou d'autres indications, on pourra utiliser une valeur de 0,95 pour ϵ .

La température de brillance en hyperfréquence vers le haut pour un trajet zénithal et l'atmosphère de référence (c'est-à-dire l'atmosphère de référence moyenne annuelle pour le monde entier) est indiquée dans la Fig. 9, avec $\epsilon = 0,95$, $\rho = 0,05$ et $T_{Terre} = 290$ K.

FIGURE 7

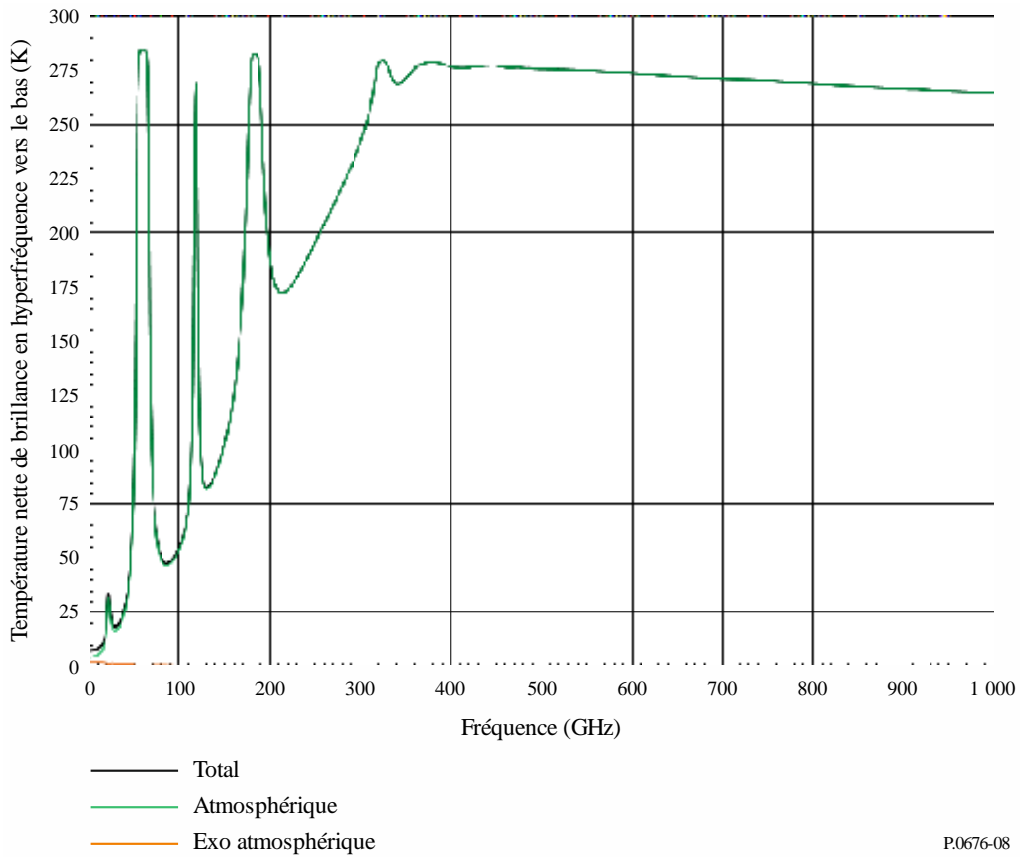
Différence entre la température physique et la température de brillance en hyperfréquence d'une source de rayonnement de corps noir



P.0676-07

FIGURE 8

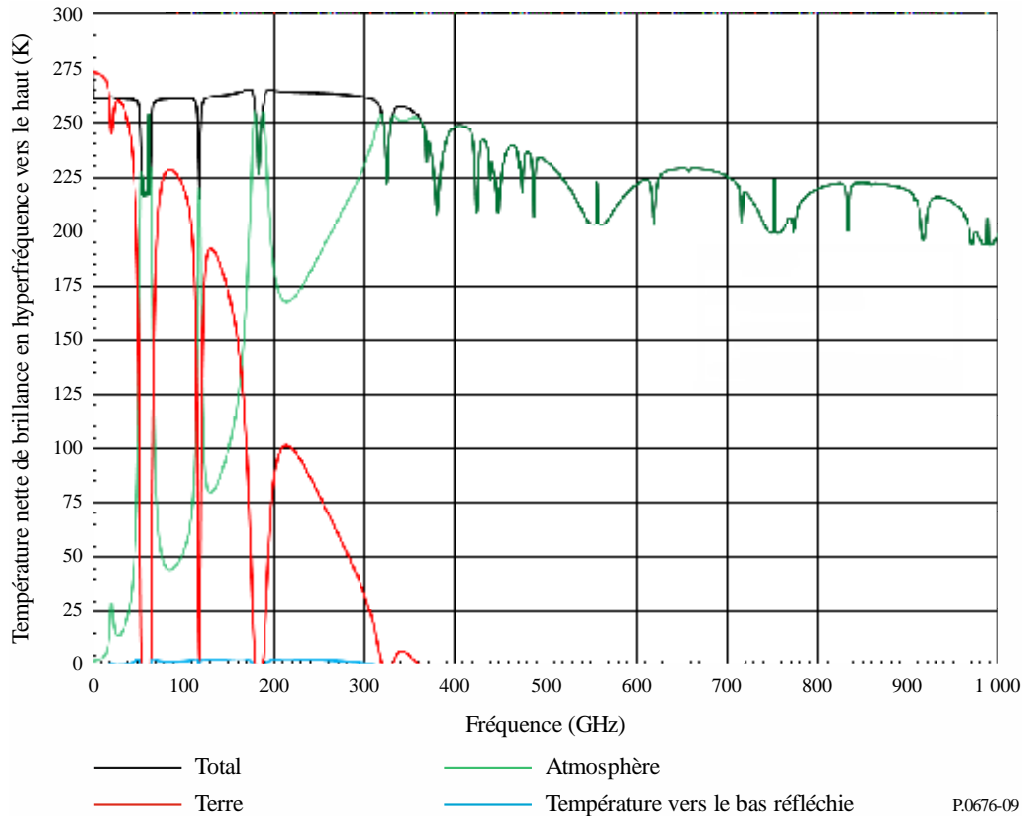
Température de brillance en hyperfréquence vers le bas dans la direction du zénith pour une atmosphère de référence (calculée tous les 1 GHz)



P.0676-08

FIGURE 9

Température de brillance en hyperfréquence vers le haut dans la direction du zénith pour une atmosphère de référence (calculée tous les 1 GHz)



5 Détermination de l'affaiblissement sur un trajet oblique au moyen des profils atmosphériques verticaux

L'affaiblissement dû aux gaz sur un trajet oblique pour tout profil particulier de l'Annexe 3 de la Recommandation UIT-R P.835 peut être calculé en utilisant la procédure décrite au § 2.2 de l'Annexe 1, en tenant compte des points suivants:

- 1) Convertir la concentration en vapeur d'eau, ρ , en pression partielle de la vapeur d'eau, e , au moyen de l'équation (4).
- 2) Convertir la pression de l'air totale ($p_{tot} = p_{sec} + e$) en pression de l'air sec, p_{sec} , en soustrayant la pression partielle de la vapeur d'eau e .
- 3) Calculer l'affaiblissement total au moyen de l'équation (13), avec les épaisseurs de couche exponentielles telles que définies dans l'équation (14).
- 4) Si l'altitude de la surface de la Terre au-dessus du niveau moyen de la mer ne figure pas dans les données locales disponibles, il est possible d'obtenir une estimation grâce à la Recommandation UIT-R P.1511.
- 5) La sommation dans l'équation (13) doit être effectuée entre l'altitude de la surface de la Terre au-dessus du niveau moyen de la mer et l'altitude maximale figurant dans l'ensemble de données.
- 6) Les 32 niveaux de chaque profil doivent être interpolés et extrapolés (à la surface de la Terre, si nécessaire) vis-à-vis des épaisseurs de couche exponentielles définies dans l'équation (14), en admettant les hypothèses suivantes:
 - a) Le logarithme de la pression et l'altitude sont liés par une relation linéaire.

- b) La température et l'altitude sont liées par une relation linéaire.
- c) Le logarithme de la concentration en vapeur d'eau et l'altitude sont liés par une relation linéaire.

Le cas échéant, les équations (24a) à (24c) de l'Annexe 1 de la Recommandation UIT-R P.834 (et les cartes associées) peuvent être utilisées pour l'interpolation et l'extrapolation de ces profils.

- 7) L'angle d'élévation à la surface de la Terre ou à proximité de celle-ci est l'angle d'élévation apparent plutôt que l'angle d'élévation en espace libre. Dans le cas d'un angle d'élévation en espace libre inférieur ou égal à 10 degrés, l'angle d'élévation apparent peut être calculé à partir de l'angle d'élévation en espace libre au moyen de l'équation (13) de la Recommandation UIT-R P.834.
- 8) L'estimation de l'affaiblissement dû aux gaz sur un trajet oblique à une latitude et une longitude quelconques entre des points de la grille peut être calculée par une interpolation bilinéaire des estimations correspondantes de l'affaiblissement dû aux gaz sur un trajet oblique aux points de la grille environnants, au moyen de la procédure décrite dans l'Annexe 1 de la Recommandation UIT-R P.114. L'affaiblissement dû aux gaz sur un trajet oblique au niveau de chaque point de la grille environnant doit être calculé entre l'altitude de la surface de la Terre au-dessus du niveau moyen de la mer à la latitude et la longitude considérées et l'altitude maximale de chaque profil.

Annexe 2

Évaluation approchée de l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère dans la gamme de fréquences 1-350 GHz

La présente Annexe contient des algorithmes simplifiés pour des évaluations approchées de l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère pour la gamme de fréquences limitée allant de 1 GHz à 350 GHz, des angles d'élévation du trajet de 5 degrés et plus, une plage limitée de conditions météorologiques et une variété limitée de configurations géométriques.

1 Affaiblissement linéique

L'affaiblissement linéique dû à l'oxygène, γ_o (dB/km), et l'affaiblissement linéique dû à la vapeur d'eau, γ_w (dB/km), sont identiques à γ_o et γ_w dans l'équation (1). L'affaiblissement linéique de l'air humide dû à l'oxygène, γ_o (dB/km), et l'affaiblissement linéique de l'air humide dû à la vapeur d'eau, γ_w (dB/km), utilisés dans les méthodes simplifiées présentées, sont identiques à γ_o et γ_w dans l'équation (1).

La pression sèche, p , la température, T , et la concentration en vapeur d'eau, ρ , correspondent aux valeurs à la surface de la Terre. En l'absence de données locales disponibles, l'atmosphère de référence moyenne annuelle pour le monde entier définie dans la Recommandation UIT-R P.835 peut être utilisée pour déterminer p , T et ρ .

La Figure 10 montre l'affaiblissement linéique de l'air sec (air sec), l'affaiblissement linéique dû uniquement à la vapeur d'eau avec une concentration de $7,5 \text{ g/m}^3$ (vapeur d'eau), et l'affaiblissement linéique total (total) entre 1 et 350 GHz au niveau de la mer pour l'atmosphère de référence moyenne annuelle pour le monde entier définie dans la Recommandation UIT-R P.835. En outre, les valeurs de ρ à la surface de la Terre sont disponibles dans la Recommandation UIT-R P.836.

2 Affaiblissement sur un trajet

2.1 Trajets terrestres

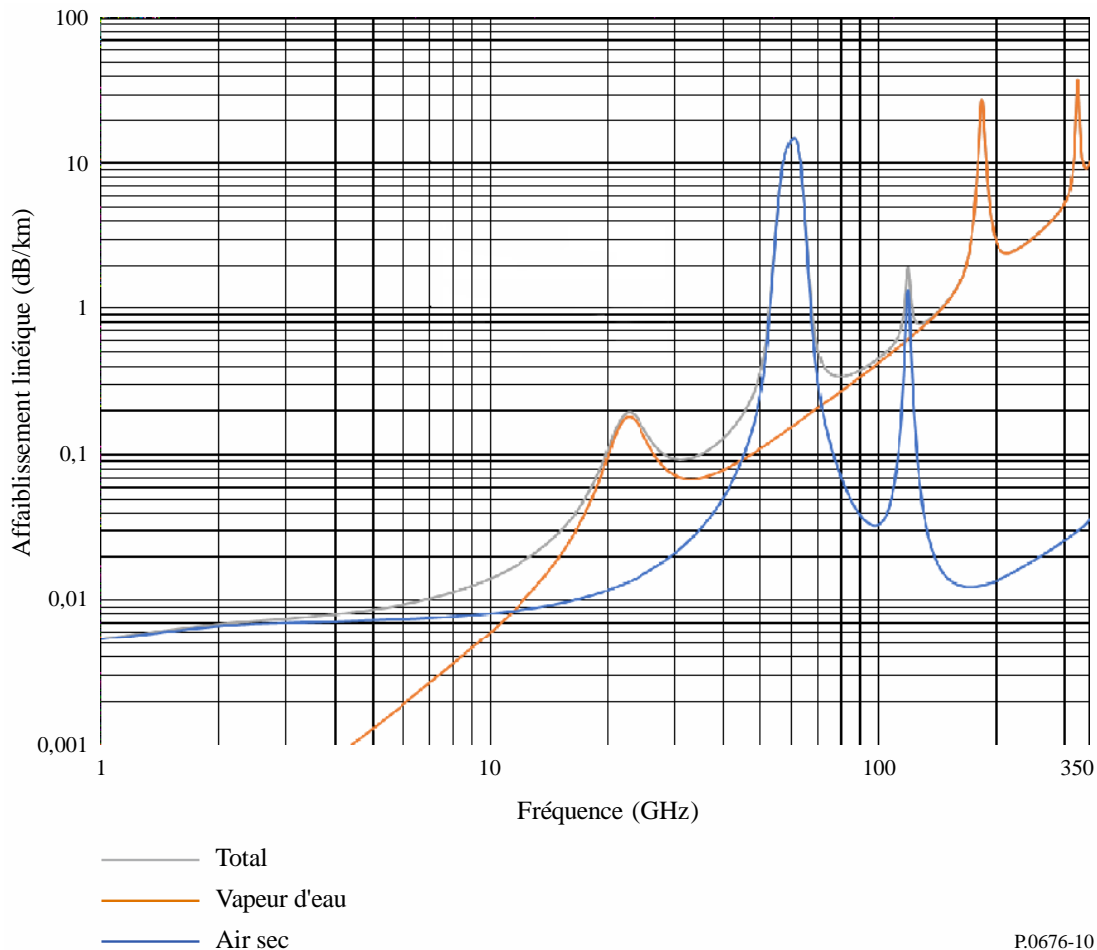
Dans le cas d'un trajet horizontal ou d'un trajet légèrement incliné proche du sol, l'affaiblissement sur ce trajet, A , peut être calculé par la formule:

$$A = \gamma r_0 = (\gamma_o + \gamma_w) r_0 \quad \text{dB} \quad (29)$$

où r_0 est la longueur du trajet (km).

FIGURE 10

Affaiblissement linéique dû aux gaz de l'atmosphère
(Pression = 1 013,25 hPa; Température = 15°C; Concentration en vapeur d'eau = $7,5 \text{ g/m}^3$)



P0676-10

2.2 Trajets obliques

Ce paragraphe contient des algorithmes d'estimation de l'affaiblissement total dû aux gaz sur les trajets obliques à travers l'atmosphère de la Terre; ils sont fondés sur la définition d'altitudes

équivalentes pour l'oxygène et la vapeur d'eau par lesquelles on multiplie les affaiblissements linéiques pour l'oxygène et la vapeur d'eau pour estimer les affaiblissements correspondants dus à l'oxygène et à la vapeur d'eau dans la direction du zénith. Les affaiblissements linéiques pour l'oxygène et la vapeur d'eau sont calculés à la pression, à la température et à la densité de vapeur d'eau à l'altitude de la station terrienne, au moyen de la méthode décrite dans la section 1 de l'Annexe 1; et les altitudes équivalentes pour l'oxygène et la vapeur d'eau sont calculées à la pression, à la température et à la densité de vapeur d'eau à la surface de la Terre. La notion d'altitude équivalente s'appuie sur l'hypothèse d'une décroissance exponentielle de l'affaiblissement linéique dans l'atmosphère en fonction de l'altitude. Ces algorithmes peuvent être utilisés pour estimer l'affaiblissement total dû aux gaz sur un trajet oblique aux fréquences situées à plus de 0,5 GHz des fréquences centrales des raies spectrales pour une altitude de la station terrienne allant jusqu'à 10 km au-dessus de la surface de la Terre. Aux fréquences situées à moins de 0,5 GHz des fréquences centrales des raies spectroscopiques à toute altitude de la station terrienne, il convient d'utiliser la méthode de sommation des contributions des raies d'absorption de l'Annexe 1. Les formules ci-dessous ont été obtenues à partir des profils atmosphériques de référence de l'Annexe 1 de la Recommandation UIT-R P.835 et sont précises à 10% près pour lesdits profils atmosphériques. On peut évaluer la précision de ces algorithmes à un endroit et à un moment précis en comparant l'affaiblissement estimé par ces algorithmes avec l'affaiblissement calculé selon la méthode de l'Annexe 1 pour les profils atmosphériques représentatifs de l'Annexe 2 et de l'Annexe 3 de la Recommandation UIT-R P.835, ou les données de radiosondage.

L'altitude équivalente pour la composante de l'affaiblissement dû aux gaz relative à l'oxygène est donnée par:

$$h_o = \frac{6,1A}{1 + 0,17r_p^{-1,1}} (1 + t_1 + t_2 + t_3) \quad (30)$$

où:

$$t_1 = \frac{5,1040}{(1 + 0,066r_p^{-2,3})} \exp \left(- \left(\frac{f - 59,7}{2,87 + 12,4 \times \exp(-7,9r_p)} \right)^2 \right) \quad (31)$$

$$t_2 = \sum_{i=1}^7 \frac{c_i \exp(2,12r_p)}{(f - f_i)^2 + 0,025 \exp(2,2r_p)} \quad (32)$$

$$t_3 = \frac{0,0114f}{1 + 0,14r_p^{-2,6}} \frac{15,02f^2 - 1353f + 5,333 \times 10^4}{f^3 - 151,3f^2 + 9629f - 6803} \quad (33)$$

$$A = 0,7832 + 0,00709(T - 273,15) \quad (34)$$

et f_i et c_i en fonction de i sont donnés dans le Tableau 3.

TABLEAU 3
Paramètres f_i et c_i

i	c_i	f_i (GHz)
1	0,1597	118,750334
2	0,1066	368,498246
3	0,1325	424,763020
4	0,1242	487,249273
5	0,0938	715,392902
6	0,1448	773,839490
7	0,1374	834,145546

Il convient de tenir compte de la contrainte suivante:

$$h_o \leq 10,7r_p^{0,3} \quad \text{quand } f < 70 \text{ GHz} \quad (35a)$$

T est la température à la surface de la Terre en K; ρ est la concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre en g/m^3 ; $e = \frac{\rho T}{216,7}$ hPa et $r_p = (p + e)/1013,25$.

L'altitude équivalente pour la composante de l'affaiblissement dû aux gaz relative à la vapeur d'eau est donnée par la formule:

$$h_w = A + B \times \sum_{i=1}^{14} \frac{a_i \sigma_w}{(f - f_i)^2 + b_i \sigma_w} \quad (35b)$$

où a_i , b_i et f_i en fonction de i sont donnés dans le Tableau 4 et:

$$A = 1,9298 - 0,04166(T - 273,15) + 0,0517\rho \quad (36)$$

$$B = 1,1674 - 0,00622(T - 273,15) + 0,0063\rho \quad (37)$$

$$\sigma_w = \frac{1,013}{1 + \exp[-8,6 (r_p - 0,57)]} \quad (38)$$

TABLEAU 4
Paramètres f_i , a_i et b_i

i	f_i (GHz)	a_i	b_i
1	22,235080	1,52	2,56
2	183,310087	7,62	10,2
3	325,152888	1,56	2,70
4	380,197353	4,15	5,70
5	439,150807	0,20	0,91
6	448,001085	1,63	2,46
7	474,689092	0,76	2,22
8	488,490108	0,26	2,49
9	556,935985	7,81	10,0
10	620,70087	1,25	2,35
11	752,033113	16,2	20,0
12	916,171582	1,47	2,58
13	970,315022	1,36	2,44
14	987,926764	1,60	1,86

T est la température à la surface de la Terre en K; ρ est la concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre en g/m^3 ; $e = \frac{\rho T}{216,7}$ hPa et $r_p = (p + e)/1013,25$.

L'affaiblissement dans la direction du zénith entre 50 et 70 GHz est une fonction compliquée de la fréquence, comme indiqué à la Fig. 12, et les formules ci-dessus donnant l'altitude équivalente ne permettent, en général, qu'un calcul approché des niveaux d'affaiblissement susceptibles d'être trouvés dans cette gamme de fréquences. Pour obtenir une plus grande précision, il convient d'appliquer la procédure prévue à l'Annexe 1.

L'affaiblissement total dans la direction du zénith est alors:

$$A = \gamma_o h_o + \gamma_w h_w \quad \text{dB} \quad (39)$$

La Figure 11 montre l'affaiblissement total dans la direction du zénith au niveau de la mer (total) ainsi que l'affaiblissement dû à l'air sec (air sec) et à la vapeur d'eau (vapeur d'eau), pour l'atmosphère de référence moyenne annuelle pour le monde entier définie dans la Recommandation UIT-R P.835.

2.2.1 Angles d'élévation compris entre 5° et 90°

2.2.1.1 Trajets Terre vers espace

Pour un angle d'élévation, φ , compris entre 5° et 90°, on obtient l'affaiblissement sur un trajet en faisant intervenir une loi en cosécante comme suit:

Pour l'affaiblissement sur un trajet basé sur des données météorologiques de surface:

$$A = \frac{A_o + A_w}{\sin \varphi} \quad \text{dB} \quad (40)$$

où $A_o = h_o \gamma_o$ et $A_w = h_w \gamma_w$

Pour l'affaiblissement sur un trajet basé sur la densité de vapeur d'eau intégrée:

$$A = \frac{A_o + A_w}{\sin \varphi} \quad \text{dB} \quad (41)$$

où $A_o = h_o \gamma_o$, et A_w est donné au § 2.3.

2.2.1.2 Trajets inclinés

Pour déterminer les valeurs de l'affaiblissement sur un trajet incliné entre une station située à l'altitude h_1 et une autre station située à une altitude supérieure h_2 , lorsque les deux altitudes sont inférieures à 10 km au-dessus du niveau moyen de la mer, il convient de remplacer dans l'équation (39) les valeurs h_o et h_w respectivement par les valeurs h'_o et h'_w suivantes:

$$h'_o = h_o \left[e^{-h_1/h_o} - e^{-h_2/h_o} \right] \quad \text{km} \quad (42)$$

$$h'_w = h_w \left[e^{-h_1/h_w} - e^{-h_2/h_w} \right] \quad \text{km} \quad (43)$$

étant bien entendu que la valeur ρ de la concentration en vapeur d'eau utilisée dans l'équation (1) est la valeur hypothétique au niveau de la mer calculée comme suit:

$$\rho = \rho_1 \times \exp(h_1/2) \quad (44)$$

où ρ_1 est la valeur correspondant à l'altitude h_1 de la station en question et l'altitude équivalente pour la vapeur d'eau est supposée être de 2 km (voir la Recommandation UIT-R P.835).

Les équations (42) et (43) utilisent des normalisations différentes pour les altitudes équivalentes pour l'air sec et pour la vapeur d'eau. Tandis que l'on peut considérer la pression atmosphérique moyenne par rapport au niveau de la mer comme constante dans le monde entier (c'est-à-dire égale à 1013,25 hPa), la concentration en vapeur d'eau non seulement possède une large étendue de variabilité climatique mais est mesurée au sol (c'est-à-dire à l'altitude de la station au sol). Pour les valeurs de concentration en vapeur d'eau mesurées au niveau du sol, voir la Recommandation UIT-R P.836.

2.2.2 Angles d'élévation compris entre 0 et 5 degrés

2.2.2.1 Trajets Terre vers espace

Dans ce cas, il convient d'appliquer les dispositions de l'Annexe 1 de la présente Recommandation. Cette Annexe doit également être utilisée pour des angles d'élévation inférieurs à zéro.

2.2.2.2 Trajets inclinés

L'affaiblissement sur un trajet incliné entre une station située à une altitude h_1 et une altitude supérieure h_2 (lorsque les deux altitudes sont inférieures à 10 km au-dessus du niveau moyen de la mer), peut être déterminé au moyen de l'équation suivante:

$$\begin{aligned}
 A = & \gamma_o \sqrt{h_o} \left[\frac{\sqrt{R_e + h_1} \cdot F(x_1) e^{-h_1/h_o}}{\cos \varphi_1} - \frac{\sqrt{R_e + h_2} \cdot F(x_2) e^{-h_2/h_o}}{\cos \varphi_2} \right] \\
 & + \gamma_w \sqrt{h_w} \left[\frac{\sqrt{R_e + h_1} \cdot F(x'_1) e^{-h_1/h_w}}{\cos \varphi_1} - \frac{\sqrt{R_e + h_2} \cdot F(x'_2) e^{-h_2/h_w}}{\cos \varphi_2} \right] \quad \text{dB}
 \end{aligned} \tag{45}$$

où:

R_e : rayon équivalent de la Terre comprenant la réfraction, donné dans la Recommandation UIT-R P.834, exprimé en km (une valeur de 8 500 km est généralement acceptable dans le voisinage immédiat de la surface de la Terre)

φ_1 : angle d'élévation à l'altitude h_1

F: fonction définie par:

$$F(x) = \frac{1}{0,661 x + 0,339 \sqrt{x^2 + 5,51}} \tag{46}$$

$$\varphi_2 = \arccos \left(\frac{R_e + h_1}{R_e + h_2} \cos \varphi_1 \right) \tag{47a}$$

$$x_i = \text{tg } \varphi_i \sqrt{\frac{R_e + h_i}{h_o}} \quad \text{pour } i = 1, 2 \tag{47b}$$

$$x'_i = \text{tg } \varphi_i \sqrt{\frac{R_e + h_i}{h_w}} \quad \text{pour } i = 1, 2 \tag{47c}$$

étant bien entendu que la valeur ρ de la concentration en vapeur d'eau utilisée dans l'équation (1) est la valeur hypothétique au niveau de la mer calculée comme suit:

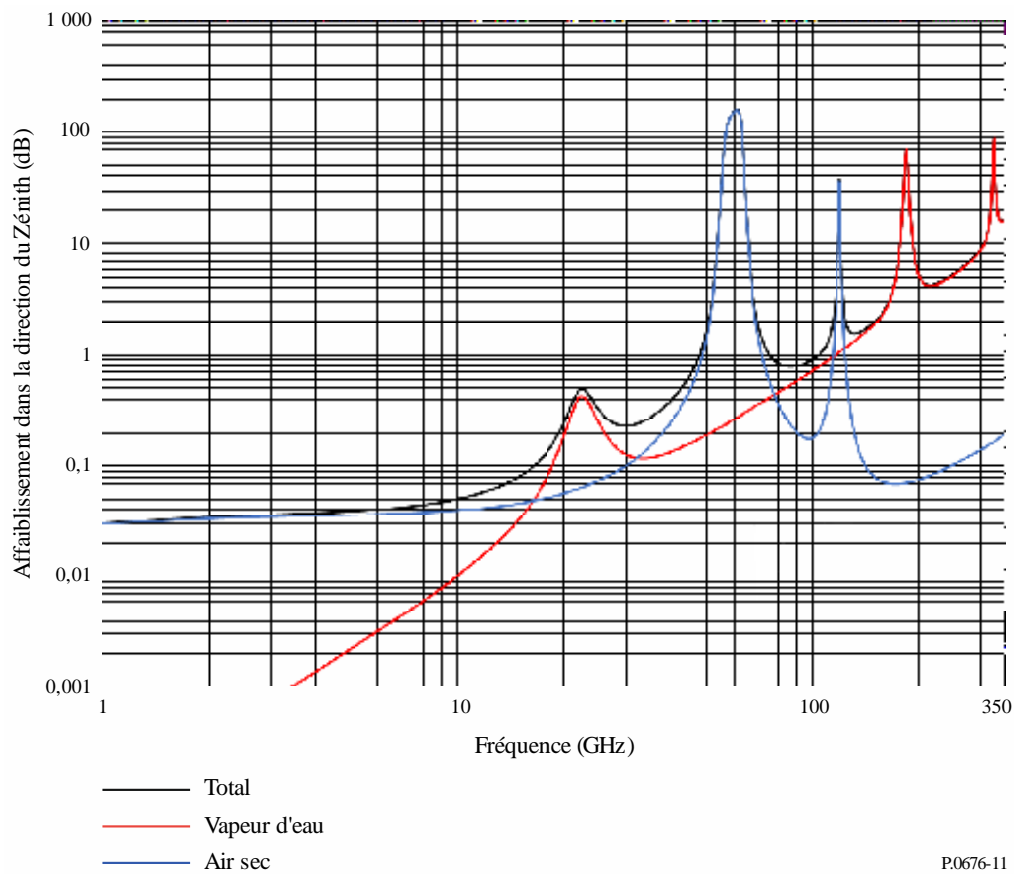
$$\rho = \rho_1 \cdot \exp(h_1 / 2) \tag{48}$$

où ρ_1 est la valeur correspondant à l'altitude h_1 de la station en question et l'altitude équivalente pour la vapeur d'eau est supposée être égale à 2 km (voir la Recommandation UIT-R P.835).

FIGURE 11

Affaiblissement total et affaiblissements dû à l'air sec et à la vapeur d'eau
au niveau de la mer dans la direction du zénith

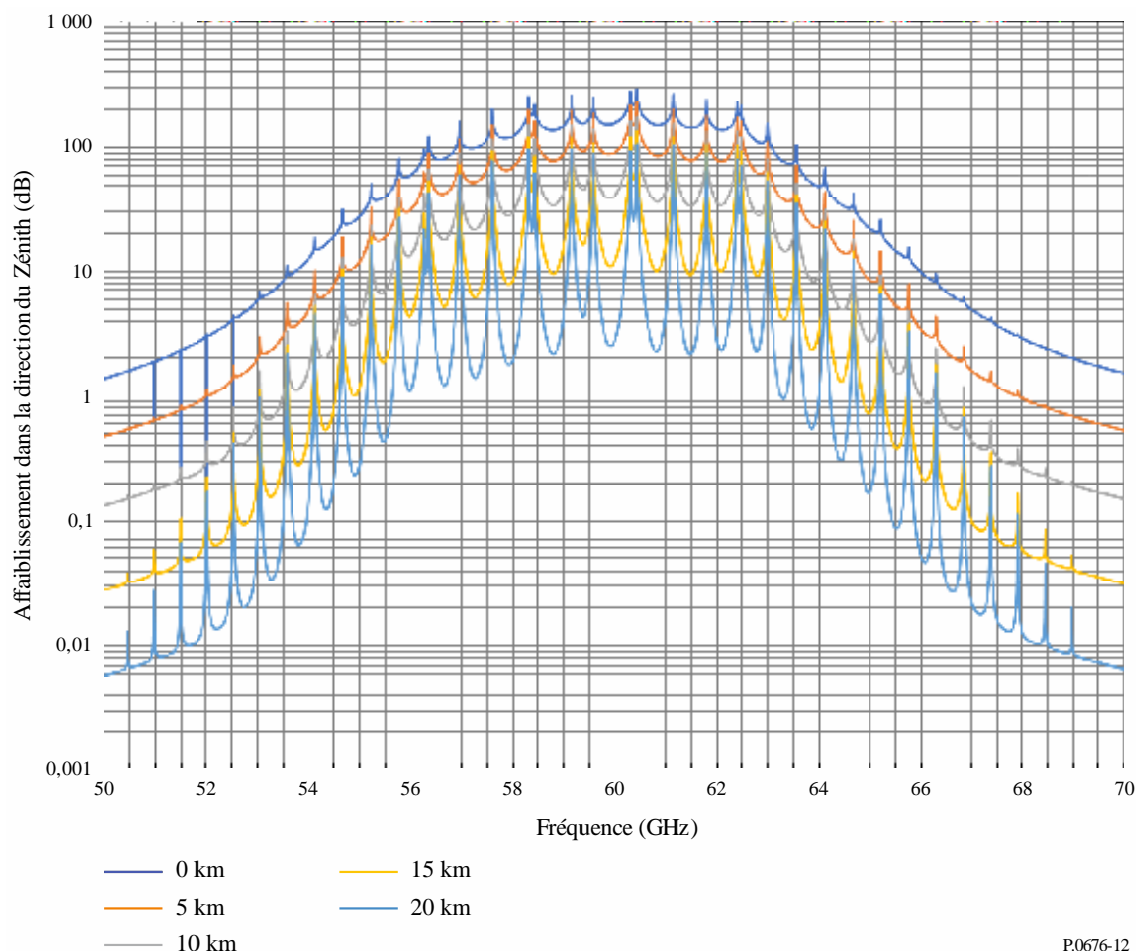
(pression = 1 013,25 hPa; température = 15°C; concentration en vapeur d'eau = 7,5 g/m³)



P.0676-11

FIGURE 12

Affaiblissement dû à l'oxygène dans la direction du zénith à partir des altitudes indiquées, calculé tous les 10 MHz, y compris les fréquences centrales des raies (0 km, 5 km, 10 km, 15 km et 20 km)



P.0676-12

Les valeurs de ρ_1 mesurées au niveau du sol peuvent être consultées dans la Recommandation UIT-R P.836.

Les différences de formulation pour l'air sec et la vapeur d'eau sont expliquées au § 2.2.2.2.

2.3 Affaiblissement dû à la vapeur d'eau sur un trajet zénithal

La méthode ci-dessus de calcul de l'affaiblissement sur un trajet oblique repose sur la connaissance de la concentration en vapeur d'eau à la surface de la Terre. Si on connaît la densité de vapeur d'eau intégrée, V_t , on peut exprimer comme suit l'affaiblissement total dû à la vapeur d'eau:

$$A_w = \begin{cases} \frac{0,0176 V_t \gamma_w(f, p_{ref}, \rho_v, ref, t_{ref})}{\gamma_w(f_{ref}, p_{ref}, \rho_v, ref, t_{ref})}, & 1 \text{ GHz} \leq f \leq 20 \text{ GHz} \\ \frac{0,0176 V_t \gamma_w(f, p_{ref}, \rho_v, ref, t_{ref})}{\gamma_w(f_{ref}, p_{ref}, \rho_v, ref, t_{ref})} (ah^b + 1), & 20 \text{ GHz} < f \leq 350 \text{ GHz} \end{cases} \text{ dB} \quad (49)$$

où:

$$a = 0,2048 \exp \left[- \left(\frac{f - 22,43}{3,097} \right)^2 \right] + 0,2326 \exp \left[- \left(\frac{f - 183,5}{4,096} \right)^2 \right]$$

$$+0,2073 \exp \left[- \left(\frac{f-325}{3,651} \right)^2 \right] - 0,1113 \quad (50)$$

$$b = 8,741 \times 10^4 \exp(-0,587f) + 312,2f^{-2,38} + 0,723 \quad (51)$$

$$h = \begin{cases} 0 & h_s < 0 \text{ km} \\ h_s & 0 \text{ km} \leq h_s \leq 4 \text{ km} \\ 4 & h_s > 4 \text{ km} \end{cases} \quad (\text{km}) \quad (52)$$

$$\rho_{v,ref} = \frac{V_t}{2,38} \text{ (g/m}^3\text{)} \quad (53)$$

$$t_{ref} = 14 \ln \left(0,22 \frac{V_t}{2,38} \right) + 3 \text{ (}^\circ\text{C)} \quad (54)$$

et

f : fréquence (GHz)

f_{ref} : 20,6 (GHz)

p_{ref} = 845 (hPa)

V_t : densité de vapeur d'eau intégrée: a) obtenue à partir de radiosondes locales ou de données radiométriques, ou b) obtenue, pour le pourcentage de temps nécessaire (kg/m^2 ou mm), à partir des cartes numériques fournies dans la Recommandation UIT-R P.836 (kg/m^2 ou mm)

$\gamma_w(f, p, \rho, t)$: affaiblissement linéique en fonction de la fréquence, de la pression, de la concentration en vapeur d'eau et de la température, calculé à partir de la composante relative à la vapeur d'eau de l'équation (1) (dB/km)

h_s : altitude de la station terrienne au-dessus du niveau moyen de la mer (km).
