



# كُتَيْب الأرصاد الجوية الراديوية





كتيب

# الأرصاد الجوية الراديوية



مكتب الاتصالات الراديوية

طبعة 2013



## كتيب الأرصاد الجوية الراديوية

### تمهيد

تبلورت فكرة 'كتيب الأرصاد الجوية الراديوية' أصلاً برئاسة الأستاذ غيرت بروسارد (هولندا)، ووضعت فرقة العمل 3J (مبادئ الانتشار) لدى لجنة الدراسات 3 لقطاع الاتصالات الراديوية (انتشار الموجات الراديوية)، ونُشر في عام 1996.

وتم تحديث مراجعة هذا الكتيب على يد خبراء في فرقة العمل 3J برئاسة الأستاذة مارلين بونتيس (البرازيل)، وهو يتضمن المواد ذات الصلة بالمراجعات الأخيرة لتوصيات قطاع الاتصالات الراديوية ذات الصلة بالانتشار فيما يتعلق بعلم الأرصاد الجوية الراديوية.

وفيما يلي قائمة بأسماء أبرز المساهمين في هذه الصيغة المنقحة:

سيزار أمايا

دانيال أرابوغلو

آنا بيناروش

هارفي بيرغر

بيير بوشار

كزافييه بولانجيه

لوران كاستانيت

كريس غيبينز

فاكلاف كفيسير

لورنزو لويني

بول ماكينا

ألدو بارابوني

مارلين بونتيس

باتريشيا راوش

كارلو ريفا

تيريزا روسين

لويث سيلفا ميلو

نقح هذا الإصدار من 'كتيب الأرصاد الجوية الراديوية' هارفي بيرغر ومارلين بونتيس.



## جدول المحتويات

## الصفحة

1	.....	الفصل 1- مقدمة
1	.....	1.1 الغرض من كتيب الأرصاد الجوية الراديوية
1	.....	2.1 النصوص السارية
2	.....	3.1 جدول الإحالات المتبادلة
5	.....	الفصل 2- الخصائص الفيزيائية للغلاف الجوي
5	.....	1.2 تغاير كثافة بخار الماء والأكسجين عند سطح الأرض
6	.....	2.2 التغاير في جانبية ارتفاع بخار الماء
6	.....	3.2 خصائص الهواطل
6	.....	1.3.2 أنماط الهواطل
7	.....	2.3.2 التوزيع بحسب حجم القطرات
7	.....	3.3.2 شكل المائيات الجوية ووجهتها
8	.....	4.3.2 السرعة الانتهاية
8	.....	5.3.2 حرارة القطرات
8	.....	4.2 الخصائص الإحصائية لشدة هطول المطر في نقطة محددة
8	.....	1.4.2 التوزيع التراكمي لشدة هطول المطر
10	.....	2.4.2 التغييرية السنوية لتوزيع معدلات هطول المطر التراكمية
10	.....	3.4.2 تحويل توزيعات معدلات هطول الأمطار إلى ما يكافئها من إحصاءات الدقيقة الواحدة
12	.....	4.4.2 نماذج لتوزيع معدلات هطول المطر
13	.....	5.4.2 إحصاءات فترات هطول الأمطار
13	.....	5.2 البنية الأفقية لهطول الأمطار
13	.....	1.5.2 التطبيق على التشنت بسبب المطر
14	.....	2.5.2 التطبيق على التوهين بسبب المطر
15	.....	6.2 البنية الرأسية للهواطل
16	.....	1.6.2 التغاير الراسي للانعكاسية
16	.....	2.6.2 التغاير الراسي للتوهين النوعي
17	.....	3.6.2 ارتفاع خط التحارر عند درجة 0 درجة مئوية وارتفاع سوية المطر
17	.....	7.2 خصائص الضباب والسحب
17	.....	8.2 العواصف الرملية والترابية

## الصفحة

18	.....	المراجع
23	.....	الفصل 3- الانكسار في الغلاف الجوي
23	.....	1.3 تأثير الغلاف الجوي على انتشار الموجات الراديوية
24	.....	2.3 دليل الانكسار والانكسارية
26	.....	3.3 نماذج من دليل الانكسار في الغلاف الجوي
26	.....	1.3.3 النماذج الخطية
26	.....	2.3.3 النماذج الأسية
28	.....	3.3.3 نماذج أخرى
29	.....	4.3 الانحرافات عن النماذج
29	.....	5.3 الانكسارية عند مستوى سطح الأرض
29	.....	1.5.3 المتوسطات الشهرية للانكسارية على سطح الأرض
30	.....	2.5.3 تفاوت الانكسارية على سطح الأرض من فصل لآخر ومن سنة لأخرى
31	.....	6.3 تدرجات الانكسارية
31	.....	1.6.3 نماذج لتوزيع تدرجات الانكسارية
35	.....	2.6.3 المعلومات الإحصائية بشأن تدرجات الانكسارية
37	.....	3.6.3 العلاقة بين الانكسارية على سطح الأرض وتدرج الانكسارية
38	.....	4.6.3 تدرج الانكسارية المكافئ على طول مسير ما
39	.....	7.3 بنى الانكسارية في المقاييس المتوسطة والكبرى
39	.....	1.7.3 طبقات الجريان - تعريف ورصدات تجريبية
48	.....	2.7.3 الأحوال الانكسارية دون المعيارية
51	.....	8.3 التدرجات الانكسارية الأفقية
53	.....	9.3 تقنيات قياسات دليل الانكسارية
53	.....	1.9.3 القياسات المباشرة - مقياس الانكسار بالموجات الصغيرة
54	.....	2.9.3 القياسات غير المباشرة - قياس كميات الأرصاد الجوية
58	.....	3.9.3 قياس الجانبيات الرأسية
59	.....	4.9.3 قياس البنى الرأسية والأفقية
61	.....	المراجع
63	.....	الفصل 4- تأثير الانكسار في الانتشار
63	.....	1.4 مقدمة
63	.....	1.1.4 تقريب الأشعة

## الصفحة

64	..... دليل الانكسار المعدل ونصف القطر الفعلي للأرض	2.1.4
65	..... الآثار الانكسارية في الأحوال العادية	2.4
65	..... الانكسار دون المعياري والانكسار فوق المعياري	1.2.4
65	..... زاوية الارتفاع الظاهرية	2.2.4
66	..... طول المسير الكهربائي الراديوي	3.2.4
68	..... انتشار الحزمة عبر مسيرات مائلة	4.2.4
68	..... الخطأ في معدل المدى	5.2.4
70	..... الانتشار في أحوال الانكسار دون المعياري	3.4
70	..... عامل نصف قطر الأرض الفعلي من أجل المسير، $k_e$	1.3.4
70	..... التنبؤ بالقيمة الدنيا للعامل $k_e$	2.3.4
72	..... الانتشار في طبقات الانكسار فوق المعيارية	4.4
72	..... وصف الجودة بواسطة تتبع الأشعة	1.4.4
74	..... آثار الجريان	2.4.4
77	..... الانتشار المتعدد المسيرات	3.4.4
78	..... تغيرات زاوية الوصول	4.4.4
78	..... تمثيل قناة الانتشار في أحوال الانكسار فوق المعياري	5.4
78	..... النموذج المتعدد الأشعة	1.5.4
79	..... الاعتبارات النظرية بشأن إحصاءات التردد الوحيد	2.5.4
79	..... نماذج لدالة النقل المتعدد المسيرات	3.5.4
81	..... تمثيلات مبسطة لقناة الانتشار	6.4
81	..... نماذج الأشعة	1.6.4
81	..... تمثيل معلمات تشوه الاتساع	2.6.4
82	..... تلافؤات الإشارة بسبب الاضطراب في الغلاف الجوي	7.4
82	..... تلافؤ الاتساع	1.7.4
87	..... تلافؤات زاوية الوصول	2.7.4
88	..... انتشار التشتت التروبوسفيري	8.4
89	..... نمذجة التغيرات الطويلة الأجل في شدة المجال	1.8.4
90	..... دالة نقل التشتت في التروبوسفير	2.8.4
92	..... المراجع	
95	..... الملحق 1 - نماذج التنبؤ الإحصائي لانحراف التلافؤ المعياري والاتساع	

## الصفحة

95	.....	مقدمة	1.A1
95	.....	نماذج التنبؤ بالانحراف المعياري للتألول	2.A1
95	.....	نموذج Karasawa	1.2.A1
95	.....	التوصية ITU-R P.618	2.2.A1
95	.....	نماذج Ortgies	3.2.A1
96	.....	نموذج Otung	4.2.A1
96	.....	نموذج Van de Kamp	5.2.A1
96	.....	نماذج Marzano	6.2.A1
97	.....	نموذج UCL	7.2.A1
97	.....	نماذج التنبؤ بتوزيع اتساع التألول	3.A1
97	.....	نموذج Karasawa و ITU-R	1.3.A1
97	.....	نموذج Van de Kamp	2.3.A1
99	.....	مراجع الملحق 1	
101	.....	الفصل 5- التشتت وحيد الجسيمات	
101	.....	اعتبارات عامة	1.5
102	.....	التمثيل التكاملي للمجال	1.1.5
102	.....	تشتت موجة مستوية في المجال البعيد. النظرية البصرية	2.1.5
107	.....	طرائق الحلول	2.5
107	.....	الطرائق التحليلية	1.2.5
111	.....	طرائق التقريب العددية	2.2.5
115	.....	التنفيذ العددي	3.5
116	.....	المراجع	
119	.....	الفصل 6- التوهين والتشتت بسبب الغازات في الغلاف الجوي	
120	.....	الخلفية المادية للامتصاص الغازي	1.6
126	.....	حساب التوهين الغازي عبر الغلاف الجوي للأرض	2.6
127	.....	الخوارزميات الواردة في الملحق 2 في التوصية ITU-R P.676-9 بشأن التوهين النوعي وفي مدى التردد GHz 350-1	3.6
128	.....	الخوارزميات الواردة في الملحق 2 بشأن التوهين في المسير المائل في مدى التردد GHz 350-1	4.6
130	.....	آثار التشتت بسبب الغازات في الغلاف الجوي	5.6
135	.....	مقارنة التنبؤات من مختلف نماذج الامتصاص الغازي مع القياسات	6.6

## الصفحة

135	..... القياسات الراديوية على الأرض	1.6.6
141	..... مقاييس طيف تحويل Fourier الأرضية	2.6.6
141	..... الخلاصة	3.6.6
141	..... توهين الأشعة تحت الحمراء والأشعة المرئية	7.6
145	.....	المراجع
147	..... الفصل 7- التوهين الناجم عن الجسيمات في الغلاف الجوي	
147	..... التنبؤ بالتوهين النوعي من بيانات شدة المطر	1.7
150	..... التوهين على امتداد وصلات الانتشار المحدودة المدى	2.7
151	..... آثار عدم التجانس المكاني في المطر	1.2.7
152	..... الوصلات أرض-فضاء	2.2.7
153	..... التنبؤ بالتوهين استناداً إلى بيانات الانتشار الراديوي	3.7
154	..... التدرج وحيد التردد: نسبة التوهين الثابتة	1.3.7
154	..... التدرج وحيد التردد: نسبة التوهين المتغيرة	2.3.7
154	..... التدرج المتعدد الترددات	3.3.7
154	..... التدرج الآني: التردد الوحيد	4.3.7
155	..... تدرج طول المسير في إحصاءات التوهين الناجم عن المطر لوصلات في خط البصر	5.3.7
155	..... تباير إحصاءات التوهين الناجم عن المطر	4.7
155	..... القياسات الراديوية والرادارية	5.7
156	..... تأخر الانتشار بسبب الهواطل	6.7
156	..... التوهين بسبب المائيات الجوية غير المطر	7.7
156	..... الهباء والضباب والسحب والبرد والثلج	1.7.7
160	..... التوهين الناجم عن العواصف الرملية والترابية	8.7
161	.....	المراجع
169	..... الفصل 8- البثية الراديوية في الغلاف الجوي وعلى الأرض	
169	..... مقدمة	1.8
170	..... النقل الإشعاعي	2.8
170	..... مبادئ أساسية	1.2.8
171	..... معادلة النقل الإشعاعي	2.2.8
173	..... درجة حرارة اللمعان	3.2.8
175	..... البثية في الغلاف الجوي	3.8

## الصفحة

178	..... البنية على سطح الأرض	4.8
180	..... تقدير القياس الراديوي للتوهين وطول المسير	5.8
180	..... لمحة عامة	1.5.8
181	..... تقدير التوهين بالقياس الراديوي	2.5.8
182	..... تقدير تأخر مسير الانتشار	3.5.8
183	..... الاستشعار عن بُعد المنفعل لتكوين الغلاف الجوي	6.8
183	..... لمحة عامة	1.6.8
183	..... محتوى الماء في الغلاف الجوي	2.6.8
184	..... استخراج محتوى الماء في الغلاف الجوي بالقياس الإشعاعي	3.6.8
185	..... معاملا الاستخراج والتدرج	4.6.8
187	..... المراجع	
189	..... الفصل 9- الاستقطاب المتقاطع والتباين المناحي	
189	..... الخلفية الرياضية	1.9
189	..... حالة الاستقطاب في الموجة	1.1.9
191	..... الاستقطابات المتعامدة	2.1.9
192	..... قناة النقل ثنائية الاستقطاب	3.1.9
194	..... نماذج الوسط المبسطة	4.1.9
196	..... الفيزياء الدقيقة للوسط مزيل الإستقطاب	2.9
197	..... وجود المستويات الرئيسية	1.2.9
198	..... نموذج محاور قطرات المطر متساوية الاتساق	2.2.9
199	..... قطرات المطر غوسية التوزيع من حيث التوجه	3.2.9
200	..... إير الجليد في السحب	4.2.9
201	..... زوال الاستقطاب الناجم عن الجليد أثناء سقوط المطر	5.2.9
202	..... تقييم معلمات النموذج	3.9
205	..... المراجع	
207	..... الفصل 10 - الملامح الإحصائية للنمذجة	
207	..... تباين العمليات في الغلاف الجوي	1.10
207	..... تعاريف	1.1.10
208	..... المفاهيم والنماذج	2.1.10
210	..... إحصاءات أسوأ الأشهر	2.10

## الصفحة

210	.....ITU-R	تعريف	1.2.10
210	..... $Q$	طريقة الحساب باستخدام	2.2.10
211	..... $C_0$	طريقة الحساب باستخدام	3.2.10
211	.....	جوانب التغيرات	4.2.10
212	.....	الإحصاءات السنوية	3.10
212	.....	نموذج Crane	1.3.10
213	.....	إحصاءات التغيرات من سنة لأخرى في معدل هطول المطر والتوهين الناجم عنه	2.3.10
214	.....	مفهوما المخاطرة والموثوقية	4.10
214	.....	تحليل المخاطر	1.4.10
217	.....	فترة العودة	2.4.10
217	.....	متوسط الزمن قبل العطل	3.4.10
217	.....	اعتبارات أخرى	4.4.10
217	.....	العلاقة بالخدمات	5.4.10
218	.....	خطر حدوث الانقطاعات	6.4.10
218	.....	استنتاجات	5.10
221	.....	المراجع	



## الفصل 1

### مقدمة

#### 1.1 الغرض من كتيّب الأرصاد الجوية الراديوية

يوفر كتيّب الأرصاد الجوية الراديوية الخلفية والمعلومات التكميلية عن آثار انتشار الموجات الراديوية، وهو بمثابة مرشد ودليل للتوصيات التي وضعتها فرقة العمل J3 (مبادئ الانتشار) المنبثقة عن لجنة الدراسات 3 (SG3) لقطاع الاتصالات الراديوية في الاتحاد الدولي للاتصالات (ITU-R). وهو يوفر معلومات عامة عن الأرصاد الجوية الراديوية لأولئك الذين يسترشدون بتوصيات السلسلة P لقطاع الاتصالات الراديوية وأولئك الذين يودون التعمق في فهم هذه التوصيات وأولئك الذين يرغبون في المساهمة في تطويرها.

وتستند التوصيات التي تتناول آثار الغلاف الجوي، وتسمى هنا الأرصاد الجوية الراديوية، إلى حد كبير إلى الدراسات العلمية التي أجريت على مدى فترة طويلة من الزمن. وهي ثمرة توافق في الآراء بين الوفود فيما يتعلق بالمعارف العامة في هذا الموضوع. ولما كانت هذه المعارف تتطور باستمرار، فمن الأهمية بمكان أن تتمكن من تتبع نتائج الدراسات العلمية التي تستند إليها تلك التوصيات. وفي غياب هذه المعلومات، سيكون من المتعذر معاودة النظر في الموضوعات التي عالجتها تلك التوصيات وتحسينها لفائدة المستعملين. كما أن من شأن استعراض المعلومات الخلفية أن يساعد القارئ على الوقوف على دقة النماذج المعروضة والقيود التي تخضع لها.

وبما أن الغرض من التوصيات هو تقديم الطرائق بموضوعية من أجل التطبيقات العملية، فلا مناص من أن تبرز لدى القارئ تساؤلات بصدد هذه الطرائق لم تستجب لها بشكل كامل التوصيات ذاتها. ورغبة في مساعدة من يستعين بهذه التوصيات وإرشاده بخصوص الأساس الذي تقوم عليه الطرائق الموصى بها، يوفر هذا الكتيّب معلومات أساسية فضلاً عن ملخصات مستحدثة للنتائج التجريبية والنتائج الأولية للمضي قدماً في عملية النمذجة.

ولهذا الغرض وضعت لجنة الدراسات 3 (انتشار الموجات الراديوية) لقطاع الاتصالات الراديوية هذا الكتيّب عن الأرصاد الجوية الراديوية. ويعود هذا الكتيّب بالفائدة على المستعملين داخل لجنة الدراسات وخارجها وعلى أعضاء لجنة الدراسات المسؤولة عن وضع التوصيات بشأن آثار التروبوسفير على انتشار الموجات الراديوية.

#### 2.1 النصوص السارية

فيما يلي أدناه قائمة بالتوصيات التي تتناول الأرصاد الجوية الراديوية وطرائق النمذجة الإحصائية التي تضطلع بها فرقة العمل J3 المعنية بمبادئ الانتشار، إلى جانب عدد من التوصيات الهامة لتطور العمل الذي تنهض به فرقة العمل J3 والتي يوفر لها هذا الكتيّب معلومات خلفية (الوضع حتى يونيو 2013).

التوصية ITU-R P.453-10 دليل الانكسار الراديوي: الصيغ الرياضية وبيانات الانكسارية

التوصية ITU-R P.525-2 حساب التوهين في الفضاء الحر

التوصية ITU-R P.527-3 الخصائص الكهربائية لسطح الأرض

التوصية ITU-R P.581-2 مفهوم "أسوأ شهر"

التوصية ITU-R P.676-9 التوهين الناجم عن الغازات الجوية

التوصية ITU-R P.678-1 وصف خصائص التغييرية الطبيعية لظواهر الانتشار

- التوصية ITU-R P.833-7 التوهين الناتج عن الغطاء النباتي
- التوصية ITU-R P.834-6 آثار الانكسار التروبوسفيري على انتشار الموجات الراديوية
- التوصية ITU-R P.835-5 الأجواء المعيارية المرجعية
- التوصية ITU-R P.836-4 بخار الماء: الكثافة عند سطح الأرض والمحتوى الإجمالي لعمود هوائي
- التوصية ITU-R P.837-6 خصائص الهواطل لنمذجة الانتشار
- التوصية ITU-R P.838-3 نموذج التوهين الخاص الناجم عن المطر المعد للاستعمال في طرائق التنبؤ
- التوصية ITU-R P.839-3 نموذج ارتفاع المطر من أجل طرائق التنبؤ
- التوصية ITU-R P.840-5 التوهين الناجم عن السحب والضباب
- التوصية ITU-R P.841-4 تحويل الإحصاءات السنوية إلى إحصاءات الشهر الأسوأ
- التوصية ITU-R P.1057-2 التوزيعات الاحتمالية المتعلقة بنمذجة انتشار الموجات الراديوية
- التوصية ITU-R P.1058-2 قواعد البيانات الطبوغرافية الرقمية لدراسات الانتشار
- التوصية ITU-R P.1144-6 دليل لتطبيق طرائق الانتشار للجنة الدراسات 3 للاتصالات الراديوية
- التوصية ITU-R P.1322 التقدير الإشعاعي للتوهين الجوي
- التوصية ITU-R P.1407-4 الانتشار عبر مسيرات متعددة وتحديد معالم خصائصه
- التوصية ITU-R P.1510 المتوسط السنوي لحرارة سطح الأرض
- التوصية ITU-R P.1511 طبوغرافيا نمذجة الانتشار باتجاه أرض - فضاء
- ملاحظة -** يقتصر تطبيق هذا الكتيب (وخاصة الفصل الثامن) على ذلك الجزء من التوصية ITU-R P.372-8 (الضوضاء الراديوية) الذي يتناول انبعاث الضوضاء في التروبوسفير.

### 3.1 جدول الإحالات المتبادلة

يستفاد من الجدول التالي، الذي يبين الإحالات المتبادلة بين الفصول في هذا الكتيب والتوصيات، في الوصول إلى النصوص السارية.

الجدول 1.1  
العلاقة بين الفصول والتوصيات

10	9	8	7	6	5	4	3	2	الفصل التوصية
		X							P.372
						X	X	X	P.453
X									P.581
		X		X					P.676
X									P.678
						X			P.834
				X				X	P.835
								X	P.836
			X					X	P.837
	X		X		X				P.838
			X					X	P.839
	X	X	X		X				P.840
X									P.841
X									P.1057
		X							P.1322
								X	P.1510
			X	X		X			P.1621
X								X	P.1623



## الفصل 2

### الخصائص الفيزيائية للغلاف الجوي

يقتصر الغلاف الجوي قيد النظر هنا على طبقة التروبوسفير، وهي الطبقة السفلى من الغلاف الجوي المحيط بالأرض. ويتميز بانخفاض منتظم في درجة الحرارة بتزايد الارتفاع، بمعدل انحدار وسطي بمقدار 5- إلى 6- K لكل كيلومتر. وهذه هي الطبقة التي تحدث فيها غالبية الظواهر الجوية، بما فيها تشكل السحب. ويتراوح ارتفاع الحد الأعلى من التروبوسفير ما بين 8 كيلومترات في القطبين و18 كيلومتراً عند خط الاستواء تبعاً لخط العرض الجغرافي والفصول والأحوال الجوية. وفي الطبقة ما فوق التروبوسفير مباشرة، المعروفة باسم التروبوبوز، تتراوح درجة الحرارة ما بين 190°K عند خط الاستواء و220°K في القطبين. ويشكل التروبوبوز الحد الأعلى لمعظم السحب.

وتختلف مكونات الغلاف الجوي باختلاف الارتفاع، كما تزداد الغازات خفة وندرة بتزايد الارتفاع. وتصنف المكونات عموماً إلى ثلاث فئات: المكونات ذات الكثافة الثابتة (المكونات الرئيسية) والمكونات ذات الكثافة المتغيرة (المكونات الثانوية) والأهباء.

وتتسم المكونات الرئيسية للغلاف الجوي بتوزيع شبه متجانس حتى ارتفاع 15 إلى 20 كيلومتراً. وأهم هذه المكونات هي: النيتروجين (N<sub>2</sub>) الذي يشكل 78,095 في المائة من إجمالي الحجم؛ والأكسجين (O<sub>2</sub>) الذي يشكل 20,93 في المائة من إجمالي الحجم؛ والأرغون (Ar) الذي يشكل 0,93 في المائة من إجمالي الحجم؛ وثاني أكسيد الكربون (CO<sub>2</sub>) الذي يشكل 0,03 في المائة من إجمالي الحجم.

والمكونات الثانوية في الغلاف الجوي هي: بخار الماء (H<sub>2</sub>O) والنيون (Ne) والهليوم (He) والكريبتون (Kr) والميثان (CH<sub>4</sub>) والهيدروجين (H<sub>2</sub>). ويتوقف تركيز هذه المكونات الثانوية على الموقع الجغرافي والبيئة (القارية أو البحرية) وأحوال الطقس. وبخار الماء هو المكون الرئيسي، ويختلف تركيزه باختلاف التضاريس والمناخ المحلي.

والأهباء عبارة عن جسيمات معلقة دقيقة للغاية ولها معدل سقوط منخفض جداً. ويتراوح حجمها عادة ما بين 10<sup>-2</sup> و100 μm. وقد تكون الأهباء سائلة أو صلبة، ومن أمثلة ذلك الغبار المجهري أو بلورات الملح في البيئات البحرية.

وتبحث الفقرات التالية في تغيرات كثافة بخار الماء والأكسجين عند سطح الأرض، وتغير نسبة بخار الماء إزاء الارتفاع، وخصائص الهواطل (توزع حجم القطرات، وشكل الرطوبة الجوية ووجهتها، والسرعة النهائية، وحرارة القطرات)، والخصائص الإحصائية لكثافة هطول المطر في نقطة محددة (أو معدل هطول المطر)، والبنية الأفقية لهطول المطر، وخصائص الضباب والسحب، وخصائص العواصف الرملية والترابية.

### 1.2 تغير كثافة بخار الماء والأكسجين عند سطح الأرض

تقدم التوصية ITU-R P.835 معلومات عن مختلف الأجواء المعيارية المرجعية، التي تتألف من الأكسجين وبخار الماء، والتي يمكن استخدامها لحساب التوهين الناجم عن غازات الغلاف الجوي. ويناقش هذا القسم تغير نسب هذه الغازات.

وتقدم التوصية ITU-R P.836 معلومات للحصول على القيم السنوية لكثافة بخار الماء عند سطح الأرض، ρ (بوحدته g/m<sup>3</sup>)، التي يتم تجاوزها بالنسبة لقيم 0,1 و0,2 و0,3 و0,5 و1 و2 و3 و5 و10 و20 و30 و50 و60 و70 و80 و90 و95 و99 في المائة في سنة متوسطة. وبما أن استبانة هذه الخرائط تبلغ مقدار 1,125 درجة في كل من خطوط العرض وخطوط الطول، هنالك إجراء استيفاء مفصل للحصول على القيم المناظرة لكثافة بخار الماء في عمود هوائي في أي موقع مطلوب على سطح الأرض. وهنالك أمثلة لأكفّة المتوسط السنوي لكثافة بخار الماء بالنسبة لاحتمالات التجاوز بمقدار 0,1 و0,5 و1 و5 و10 و20 و50 في المائة، وهي مستمدة من الخرائط الرقمية.

والعلاقات بين كثافة بخار الماء،  $\rho$ ، وضغط بخار الماء والرطوبة النسبية واردة في التوصية ITU-R P.453. وكثافة بخار الماء متقلبة للغاية. ولأول تقريبي، يمكن الافتراض بأن التقلبات الزمنية لكثافة بخار الماء ( $\rho$ ) تتبع قانوناً عادياً بانحراف معياري بحوالي ربع القيمة المتوسطة.

ويتأثر التقلب الإحصائي لكثافة بخار الماء جراء درجة الحرارة الجوية. ونادراً ما تصل الرطوبة النسبية إلى 100 في المائة، مما يعني أن الحد الأقصى لكثافة بخار الماء لا يتجاوز القيمة المقابلة للتشبع في درجة الحرارة الجوية.

وترتفع كثافة بخار الماء إلى قيمة قريبة من التشبع في السحب والأمطار. وعند ترددات فوق حوالي 15 GHz ينبغي أن تؤخذ في الاعتبار العلاقة بين التوهين الناجم عن امتصاص بخار الماء والتوهين الناجم عن المطر عند تقدير إحصاءات التوهين أو في حسابات التداخل.

وعموماً، يهطل المطر خلال الموسم الذي يتسم بأعلى قيم لمتوسط كثافة بخار الماء عند سطح الأرض، وترتبط القيم الأعلى لمعدل الأمطار بصفة عامة بالقيم الموسمية الأعلى لكثافة بخار الماء عند سطح الأرض.

ويشير التحليل الإحصائي لبيانات الرطوبة المطلقة في 62 موقعاً في المملكة المتحدة إلى أن قيم كثافة بخار الماء التي تجاوزت 0,1 في المائة و 99,9 في المائة من الوقت هي ما يقرب من 15 و 2,2 g/m<sup>3</sup> على التوالي، وتكون هذه القيم نحو 10 في المائة أكبر في الجنوب و 10 في المائة أصغر في شمال شرق اسكتلندا [مكتب الأرصاد الجوية في المملكة المتحدة، 1976].

## 2.2 التغيرات في جانبية ارتفاع بخار الماء

إن علاقة ارتباط كثافة بخار الماء بالارتفاع ("جانبية الارتفاع") متقلبة للغاية. وتقدم التوصية ITU-R P.835 عدة جانبيات مرجعية جوية لاستخدامها في طرائق التنبؤ العامة.

ويمكن استخدام المحتوى الكلي من بخار الماء على امتداد مسير معين لحساب طول المسير الزائد وحساب التوهين بسبب بخار الماء الجوي، حيث يفترض أن يكون التوهين بسبب بخار الماء الجوي متناسباً مع المحتوى الكلي من بخار الماء بحسب معامل امتصاص الكتلة النوعي.

وتقدم التوصية ITU-R P.836 معلومات للحصول على القيم السنوية لمجموع محتوى بخار الماء لعمود هوائي (في السمات)،  $V$  (kg/m<sup>2</sup>)، المتجاوزة بالنسبة لقيم 0,1، 0,2، 0,3، 0,5، 1 و 2 و 3 و 5 و 10 و 20 و 30 و 50 و 60 و 70 و 80 و 90 و 95 و 99 في المائة من السنة، والمتاحة من الخرائط الرقمية في موقع لجنة الدراسات 3 لقطاع الاتصالات الراديوية على شبكة الويب. ولهذه الخرائط أيضاً استبانة قدرها 1,125 درجة في كل من خطوط العرض وخطوط الطول، وثمة إجراء استيفاء مفصل للحصول على القيم المقابلة لكثافة بخار الماء لعمود هوائي في أي مكان مطلوب على سطح الأرض، إلى جانب أمثلة أكفّة لاحتمالات التجاوز بمقدار 0,1، 0,5، 1 و 5 و 10 و 20 و 50 في المائة.

## 3.2 خصائص الهواطل

### 1.3.2 أنماط الهواطل

يمكن تمييز الأنماط التالية من الهواطل:

#### الهواطل الطباقية

تتميز الهواطل الطباقية بأنها تشمل مناطق واسعة بمعدلات أمطار منخفضة وزخات محدودة ضمنها بمعدلات تصل إلى 25 ميلليمتراً/ساعة (mm/h). ويتمثل هذا النمط من الهواطل في طبقات أفقية حيث تصل الأمطار إلى ارتفاع 'النطاق الساطع' والتلوج إلى ارتفاعات في حدود 7 كيلومترات وبلورات الجليد إلى ارتفاعات تقرب من 9 كيلومترات.

## هواطل الحمل الحراري

تتميز هواطل الحمل الحراري بأنها تشمل مناطق محلية بغزارة مكثفة نسبياً تتميز بتيارات قوية نحو الأعلى والأسفل تمتد عبر مسافة عميقة في التروبوسفير. وتكون المناطق المحلية عمودية الطابع تمتد في بعض الأحيان إلى طبقة التروبوبوز. وقد تحدث هواطل مكثفة لمسافات أفقية تشمل عدة كيلو مترات وفترات تصل إلى عشرات الدقائق.

## الهواطل الموسمية

تتميز الهواطل الموسمية بسلسلة من نطاقات الحمل الحراري المكثفة تليها فترات من الهواطل الطباقية. وتبلغ النطاقات نحو 50 كيلومتراً عرضاً عبر مئات الكيلومترات طولاً وتفضي إلى هواطل غزيرة تستمر عدة ساعات.

## العواصف المدارية

العواصف المدارية هي مساحات كبيرة منظمة من الهواطل تمتد مئات الكيلومترات. وتتميز العواصف بعدة نطاقات دوامة تنتهي في مناطق هواطل كثيفة تحيط بالمنطقة المركزية، أو ما يسمى عين العاصفة. وتحتوي هذه النطاقات أيضاً على مناطق حمل حراري مكثف.

### 2.3.2 التوزيع بحسب حجم القطرات

قد تختلف توزيعات حجم قطرات المطر وشكلها واتجاهها ضمن عاصفة ما. وتبين الرصدات أن توزيع حجم القطرات في المتوسط مستقر نسبياً ويتغير أساساً بتغير معدل هطول المطر. وقد استخدم توزيع Laws and Parsons [1943] لحجم القطرات لوضع نموذج التوهين الناجم عن المطر المحدد في التوصية ITU-R P.838. والكثافات النسبية لقطرات صغيرة ذات أقطار دون 0,5 ميلليمتر ليست منمذجة في توزيع Laws and Parsons، ويمكن استخدام توزيع Marshall-Palmer [1948] لقطرات ذات أقطار في هذه الحدود. ويمكن أن يكون التركيز النسبي للقطرات الصغيرة متقلباً إلى حد كبير وقد لا يكون استخدام توزيع نموذج واحد مناسباً لجميع المواقع. ويمكن في المناطق المدارية استخدام توزيع حجم قطرات المطر الذي اقترحه Ajayi and Olsen [1985]. ويناقش الفصل 7 أثر نماذج توزيعات حجم القطرات على حسابات التوهين النوعي.

### 3.3.2 شكل المائيات الجوية ووجهتها

يتغير شكل قطرات المطر عند الهطول بسبب الجاذبية وتدرجات الرياح الأفقية، وقد تهمز القطرات وتتنذب أثناء السقوط. والشكل النموذجي للقطرة هو شكل كرواني مفلطح له محور تناظر رأسي تقريباً. وقد تتسبب القوى الأفقية الناجمة عن تدرجات الرياح الرأسية في إمالة متوسط التوجه بوضع درجات عن محور التناظر الرأسي. وقد نمذج Pruppacher and Pitter [1971] توزيع شكل القطرات بحكم حجمها، وتم التحقق من تنبؤات الشكل هذه بواسطة الرصدات التي أجراها Pruppacher and Beard [1970] في المختبر. ومع ذلك، تميل الرصدات الجوية إلى إظهار نسب محورية أصغر من تلك المحسوبة في النماذج لحجم القطرة نفسه.

وكثيراً ما جرت نمذجة جسيمات الثلج والجليد باستخدام الأشكال الكروانية. والكثافة السائبة للثلج منخفضة (مزيج الجليد والهواء يضم جزءاً أكبر من الهواء ضمن الشكل الكرواني)، كما أن جزيئات الثلج تتسبب في قدر ضعيف من الاستقطاب. وتتسبب جزيئات الجليد ذات الكثافة السائبة العالية، مثل ألواح وأعمدة الجليد التي تحدث في أعالي الغلاف الجوي، في قدر من الاستقطاب يمكن قياسه عندما يكون لجزء كبير من الجسيمات نفس التوجه.

وجسيمات الجليد والثلج جامدة تميل إلى التشقلب أثناء السقوط. وتميل قوى الجر إلى إجبار جسيمات الجليد على السقوط في توجه من شأنه أن يعزز قوة الجر هذه. كما لوحظ أن المجالات الكهربائية تعمل كذلك على توجيه جزء كبير من جسيمات الجليد.

### 4.3.2 السرعة الانتهاية

أفاد Gunn and Kinzer [1949] عن السرعات النهائية لقطرات المطر بوصفها مرتبطة بحجم القطرة. وأجريت القياسات في ظروف المختبر ولكن افترض بأنها تنطبق في الغلاف الجوي. وتتوقف سرعات القطرات على كثافة الهواء وبالتالي فهي مرتبطة بالارتفاع. وتشير رصدات الرادار إلى أن قيمة الانعكاسية، في المتوسط، لا تتغير كثيراً بارتفاع دون ارتفاع المطر. ولذلك فإن عدد وأحجام القطرات ومحتوى الماء السائل لحجم ما من القطرات لا تتغير بشكل ملحوظ بتغير الارتفاع. وبما أن السرعة النهائية تتوقف على الارتفاع، فإن تدفق الماء السائل أو معدل الأمطار يتوقف بالتالي على الارتفاع؛ وبما أن التوهين المحدد يتوقف أساساً على محتوى الماء السائل، فإن التوهين النوعي لا يتغير كثيراً بارتفاع دون ارتفاع المطر.

### 5.3.2 حرارة القطرات

إن درجة حرارة قطرات المطر تقارب درجة حرارة الغلاف الرطب بالنسبة لدرجة الحرارة والضغط والرطوبة في الهواء المحيط. ويمكن وجود قطرات سائلة صغيرة في درجات حرارة أقل من 0 درجة مئوية، وخاصة في مناطق التيار الصاعد في عواصف الحمل الحراري وفي الضباب البارد جداً. ويمكن أيضاً وجود أمزجة الثلج والماء في مجالات التيار الهابط دون ارتفاع خط التحارر 0 درجة مئوية. وفي المتوسط، تسقط أهم قطرات الماء السائل التي تسهم في التوهين الناجم عن المطر بين ارتفاع خط التحارر 0 درجة مئوية وسطح الأرض.

## 4.2 الخصائص الإحصائية لشدة هطول المطر في نقطة محددة

### 1.4.2 التوزيع التراكمي لشدة هطول المطر

تشير القياسات التي أجريت بواسطة مقياس المطر سريعة الاستجابة إلى أن هطول الأمطار عالي الشدة يميل إلى التركيز أثناء فترات قصيرة من الزمن، بضع دقائق عموماً. ومن ثم فإن التوزيعات التراكمية التجريبية لشدة المطر تتوقف على زمن التكامل. ولا يمكن استخدام التراكمات الشهرية واليومية، وفي بعض الحالات الساعية، للمطر المتوفرة في منشورات مختلف خدمات الأرصاد الجوية بصورة مباشرة للحصول على التوزيعات التراكمية لشدة الأمطار وصولاً إلى نسب مئوية صغيرة من الزمن.

وقد تم الحصول على بيانات لهطول الأمطار دقيقة الاستبانة من حيث الزمن بواسطة مقياس المطر سريعة الاستجابة في أوروبا ومن مقياس المطر بأسلوب ما يسمى 'الدلو القلاب' في كندا. وقد اقترحت تصنيفات مناخية مقابلة لهطول المطر على أساس هذه البيانات [Kalinin and Nadenenko, 1975; Fedi, 1979a; Segal, 1979 and 1980a] وقد تم تصنيف مناطق أخرى بواسطة توزيعات معدل هطول الأمطار المستمدة عموماً على أساس أزمنة تكامل أطول نوعاً ما، خمس أو عشر دقائق عموماً [Lin, 1978; Morita, 1978; CCIR, 1986-90a; Burgueno et al., 1987].

وفي عام 1999، اعتمدت لجنة الدراسات 3 صيغة جديدة من التوصية ITU-R P 837 (الإصدار 2) حل فيها محل خرائط مناطق المطر القديمة (الواردة في الإصدار 1) النموذج الآسي المزوج الذي وضعه Salonen-Baptista [Poiars-Baptista and Salonen, 1998]. وتعتمد التوصية ITU-R P.837 على هذا النموذج وتتطلب كمدخل معلمات الأرصاد الجوية التالية:

$$- M_s = \text{متوسط كمية هطول المطر الطبقي السنوي (mm)};$$

$$- M_c = \text{متوسط كمية هطول المطر بالحمل الحراري السنوي (mm)};$$

$$- P_{r6} = \text{احتمال فترات هطول المطر لمدة 6 ساعات (\%)}.$$

هنالك قاعدتان من قواعد البيانات المتاحة لدى وكالة الفضاء الأوروبية (ESA) [Martellucci, 2004]: استخدمت القاعدتان NA-4 و ERA 15 لتوليد خرائط لمعلومات الدخل لتوصيات القطاع ITU-R. واستخدمت قاعدة بيانات إعادة التحليل 15 (ERA) لدى المركز الأوروبي للتنبؤات الجوية المتوسطة المدى (ECMWF) لتوليد خرائط لمعلومات الدخل للتوصية ITU-R P.837.

وتضم قاعدة البيانات ERA-15 البيانات المستمدة من أنشطة إعادة التحليل لدى المركز ECMWF للفترة المعنية (يناير 1979- ديسمبر 1993) [ERA 15, 1999]. وتحتوي كل نقطة، في شبكة منتظمة (1,5×1,5 درجة) تغطي العالم كله، على

قيم تشير إلى الساعات 00:00 و 06:00 و 12:00 و 18:00 بالتوقيت العالمي المنسق (UTC) لمعلومات الهواطل التالية: الهواطل التراكمية الطباقية، والهواطل التراكمية بالحمل الحراري، وهواطل الثلوج التراكمية الكلية. وقد استخدمت هذه البيانات لتوليد الخرائط من أجل القيمة  $M_8$  (المتوسط السنوي لكمية الأمطار الطباقية)، والقيمة  $M_6$  (المتوسط السنوي لكمية الأمطار بالحمل الحراري) والقيمة  $P_{T6}$  (احتمال فترات هطول الأمطار لمدة 6 ساعات) المستخدمة حالياً في التوصية ITU-R P.837. ومن هذه المعلومات، يمكن حساب كمية متوسط الأمطار الكلية ( $M_t$ ) والمتوسط السنوي لنسبة الحمل الحراري، أي نسبة كمية أمطار الحمل الحراري إلى كمية الأمطار الكلية (B).

وفي الآونة الأخيرة، أتاح المركز ECMWF منتجاً جديداً (مجموعة البيانات ERA40)، وهو منتج إعادة تحليل جديد ولده المركز على مدى فترة أطول (من منتصف 1957 إلى 2001) وباستبانة مكانية أفضل من المجموعة ERA 15 (شبكة منتظمة من  $1,125 \times 1,125$  درجة) [ERA 40, 2002]. وهناك فرق كبير بين مجموعتي البيانات ERA 40 و ERA 15 وهو، بالنسبة للمجموعة الثانية، إمكانية استخراج كميات المطر بالحمل الحراري والواسع النطاق المتراكمة على مدى ست ساعات مباشرة من كميات هطول الأمطار وتساقط الثلوج المقابلة.

والمنهجية المستخدمة لتحسين طريقة التنبؤ الواردة في التوصية ITU-R P 837 موصوفة في المرجع [Castanet et al., 2007a and b].

وعندما تتوفر بيانات شدة هطول الأمطار المناسبة لموقع معين فإنه ينبغي أن تستخدم هذه البيانات لتحديد التوزيع التراكمي لمعدل هطول الأمطار. وفي غياب هذه المعلومات، ينبغي استخدام المعلومات الواردة في التوصية ITU-R P.837 لوضع إحصاءات التنبؤ بمعدل هطول الأمطار بزمن تكامل قدره دقيقة واحدة. ويقترح أيضاً استخدام البيانات الواردة في هذه التوصية في حسابات مسافات التداخل والتنسيق.

وتتمتع الخرائط الرقمية في التوصية ITU-R P.837 باستبانة مكانية بمقدار 1,125 درجة في خطوط العرض و 1,125 درجة في خطوط الطول. وينقسم نموذج معدل هطول الأمطار إلى مكونتين هما: (1) هواطل واسعة النطاق (انتشار واسع أو طباقية)، (2) هواطل على نطاق الحمل الحراري (من نوع الأمطار المتفرقة).

وتطبق معلومات بيانات المركز ECMWF عالمياً نموذجاً [Rice and Holmberg, 1973; Rice-Holmberg model] وطريقة Dutton and Dougherty, 1974] وطريقة Salonen-Baptista [Salonen and Baptista, 1997] لاستخراج إحصاءات الهواطل لزمن تكامل قصير من بيانات زمن التكامل الطويل.

وتتضمن مجموعة بيانات المشروع العالمي المناخي للهواطل (GPCP)، المستخرجة من تجارب الطاقة ودورة المياه العالمية (GEWEX)، كميات الهواطل الشهرية على مساحات الأرض اليابسة باستبانة مكانية بمقدار  $2,5 \times 2,5$  درجة. وتستند بيانات المشروع GPCP إلى قياسات الأمطار من أكثر من 30 000 محطة مقياس مطر حول العالم. والاستبانة الدنيا من حيث الزمن هي شهر واحد، ومع ذلك فإن بيانات GPCP لا تميز بين الأمطار والثلوج.

وقد استخدمت كميات متوسط الهواطل السنوية للفترة من 1986 إلى 1995 في وضع التوصية ITU-R P.837. وبما أن بيانات المشروع GPCP تقوم على أساس قياس هطول الأمطار، فإنها تعتبر أكثر دقة من تنبؤات المركز الأوروبي ECMWF؛ ومع ذلك، هناك العديد من المناطق في العالم التي تكون فيها بيانات المشروع GPCP المقيسة نادرة أو معدومة. وفي هذه الحالة، يتم استيفاء بيانات GPCP مكانياً باستخدام أسلوب يأخذ التضاريس في الحسبان. وتم تعديل مجاميع هواطل المشروع GPCP باستخدام نسبة المتوسط السنوي لتساقط الثلج إلى المتوسط السنوي لهطول المطر المستخرجة في المركز ECMWF من أجل استبعاد تساقط الثلج، ثم جرى تعديل احتمالات الفترات الممطرة لمدة 6 ساعات المستمدة من بيانات ECMWF لكي تبين كميات الهواطل في بيانات GPCP.

وينبغي أن تستخدم مقاييس مطر مستمرة التسجيل ومعايرة بشكل مناسب تتمتع بالقدر الكافي من الحساسية والاستبانة للحصول على معلومات أدق عن معدل هطول الأمطار لموقع معين أو منطقة معينة. وعندما تستخدم مقاييس 'الدلو القلاب'، يوصى بقياس الفاصل الزمني بين 'قلبات الدلو' المتعاقبة بالنسبة لمعدلات هطول الأمطار المنخفضة. وما لم يتم تصميم المقياس ونظام التسجيل خصيصاً لعملية دقيقة جداً في أعلى معدلات هطول الأمطار المتوقعة فقد يكون من الأفضل إجراء التكامل

على مدى عدة قلمات عندما تحدث بسرعة أكبر بحيث لا يمكن حلها على أساس فردي. وتقدم التوصية ITU-R P.311 الأنساق المناسبة لتقديم إحصاءات هطول الأمطار.

### 2.4.2 التغيرية السنوية لتوزيع معدلات هطول المطر التراكمية

الأمطار ظاهرة طبيعية متغيرة بمرور الزمن. والعديد من نماذج التنبؤ بالانتشار المستخدمة في تصميم نُظُم الترددات الراديوية تستخدم التوزيع التراكمي الطويل الأجل لشدة هطول الأمطار في نقطة معينة. ومن الممكن توقع حدوث انحرافات عن هذه التنبؤات بالنسبة لأي سنة بعينها أو لأي سلسلة من السنوات. ومن المهم فهم التغير من سنة لأخرى، سواء في تقدير حجم الانحرافات عن متوسط السلوك الذي يمكن توقعه إلى حد معقول أم في التحقق من عدد سنوات الرصد اللازمة لوضع تقدير دقيق للمتوسط الحقيقي الطويل الأجل لتوزيع معدل هطول الأمطار.

ومن بين مختلف الجهود التي بذلت لفهم طبيعة التغيرات من سنة لأخرى في توزيع معدل هطول الأمطار في نقطة معينة، لم يتوفر سوى القليل من عينات البيانات الطويلة الأجل بما فيه الكفاية للتعمق في دراسة المشكلة. وقد بينَ Aresu وآخرون [1989] أنه بالنسبة لفترة رصد طولها 10 سنوات، يكون التغيرات من سنة لأخرى أكثر من 20 في المائة، في حين اقترح Crane [1990] تفاوتاً من سنة لأخرى بنسبة 35 في المائة.

ودرس Segal [1979] سجلات الأمطار لدقيقة واحدة بما يشمل ما مجموعه 68 عاماً من أربعة مواقع متباعدة جداً في نُظُم هطول مناخية مختلفة. وبناءً على البيانات المحدودة المتاحة، خلص إلى أن القيم السنوية لمعدل هطول الأمطار قُدرت تقريباً بشكل جيد بواسطة توزيع جذر تكعيبي عادي. وخلص Burgueño وآخرون [1987] إلى أن توزيع التغيرات في معدل هطول الأمطار السنوي لأكثر من 49 سنة في برشلونة كان مماثلاً.

وقد طُرقت المشكلة أيضاً [CCIR,1986-90b] بأساليب إعادة الاعتيان الإحصائية لتحسين حساسية الفحص الإحصائي للتغيرات السنوي لبيانات معدل هطول الأمطار لعدة مواقع في كندا. وفي ذلك التحليل، تم اختبار توزيع تجاوزات معدل هطول الأمطار السنوي في مستويات احتمال ثابتة مقابل كامل مجموعة الدالات الأسية العادية.

$$(1.2) \quad y = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int \exp\left(-\frac{x^2}{2\sigma^2}\right) dx$$

حيث المتغير المستقل  $x = R\lambda$  و  $P(R) = y$ . وسمح للأُس بأن يتغير عبر المجال  $0 < \lambda \leq 1$ . وتقابل قيمة  $\lambda = 1$  التوزيع العادي، بينما تقابل عملية اللوغاريتم العادي الحد  $\lambda = 0$ .

وبالنسبة لاحتمالات أقل من حوالي 0,1 في المائة، تراوحت القيمة المثلى للأُس  $\lambda$  من أقل من 0,1 في المواقع الساحلية إلى أكثر من 0,8 في المنطقة الشرقية القارية حيث كلا الهواطل الطباقية وهواطل الحمل الحراري شائعة على حدٍ سواء.

وتبين أن دليل التغيرات  $\sigma/\mu$ ، حيث  $\mu$  و  $\sigma$  هما الانحراف المتوسط والانحراف المعياري لتوزيع أسّي عادي مناسب، يتفاوت إلى حد ما بتفاوت المستوى المرجعي للاحتتمالات، ولا سيما في المنطقة التي تكون فيها الهواطل تضاريسية في معظم الأحيان. ولوحظت علاقة تبعية عكسية أكبر بين معامل التغيرات وتراكم الأمطار السنوي الكلي.

### 3.4.2 تحويل توزيعات معدلات هطول الأمطار إلى ما يكافئها من إحصاءات الدقيقة الواحدة

نظراً إلى طبيعة الأمطار المتقلبة بسرعة عند نقطة معينة، فإن توزيع شدة هطول الأمطار التراكمية المرصودة يتوقف على زمن التكامل لمقياس المطر. ويتضمن الملحق 1 في التوصية ITU-R P.837 منهجية للتنبؤ مباشرة بدالة التوزيع التراكمي التكميلي لمعدل الأمطار، المعروف أيضاً باسم  $P(R)$ ، انطلاقاً من معلومات الأرصاد الجوية على المدى الطويل (انظر البند 1.4.2). ومع ذلك، أظهرت الاختبارات أن الطرائق القادرة على تحويل إحصاءات معدل هطول الأمطار من زمن تكامل طويل (مثال ذلك  $T = 30$  دقيقة أو ساعة واحدة) إلى زمن تكامل قصير هي أدق من النماذج المدرجة في الملحق 1 [Emiliani et al., 2010]

ولذلك ينبغي، كلما توفرت القياسات المحلية وإن كان لزم تكامل خشن الاستبانة، تفضيل طرائق التحويل لتقدير إحصاءات هطول الأمطار المحلية لزم تكامل دقيقة واحدة.

وهناك في الأدبيات عدة نماذج متاحة لتحويل إحصاءات هطول الأمطار من زمن تكامل طويل إلى زمن تكامل قصير ويمكن تصنيفها كما يلي:

- النماذج التجريبية، وهي تستخدم معاملات التحويل التي تتحدد بتطبيق أساليب الارتداد على البيانات التجريبية.
- النماذج المادية، وهي تعتمد على العمليات التي تنطوي على تشكل المطر وتطوره بمرور الزمن.

ومن بين جميع نماذج التحويل المتاحة في الأدبيات، يمكن تطبيق النماذج التالية على أساس عالمي، وهي لا تتطلب كدخل سوى دالة التوزيع التراكمي بزمن تكامل طويل:

(ألف) علاقة القانون الأسّي (طريقة PL، انظر [Emiliani et al, 2009])

وتستند هذه الطريقة إلى التعبير التالي الذي يحوّل قيم معدلات الأمطار  $P(R)$

$$(2.2) \quad R_1(P) = a(T)R_T(P)^{b(T)}$$

حيث:

$T$ : زمن التكامل (دقائق)

$P$ : الاحتمال

$R_1(P)$  و  $R_T(P)$ : قيمتا معدل المطر بزمن تكامل دقيقة واحدة و  $T$  دقائق على التوالي، يتم تجاوزهما بنفس الاحتمال  $P$ .

$a(T)$  و  $b(T)$ : معاملان مرهونان بزمن التكامل.

(باء) عامل التحويل الممنذج مع القانون الأسّي (طريقة CF-PL، انظر [Emiliani et al., 2009])

يتوقف التحويل على الاحتمال  $P$  ويعبّر عنه كما يلي:

$$(3.2) \quad CF(P) = R_1(P)/R_T(P), \quad CF(P) = a(T)P^{b(T)}$$

حيث تبقى  $R_1(P)$  و  $R_T(P)$  و  $a(T)$  و  $b(T)$  كما هي محددة للمعادلة (2.2).

(جيم) طريقة Lavergnat و Golé شبه المادية (LG، انظر [Lavergnat and Golé, 1998]).

تتلخص هذه الطريقة في المعادلة:

$$(4.2) \quad CF = 1/T \rightarrow R_1 = R_T / CF^\alpha \rightarrow P_1(R_1) = CF^\alpha P_T(R_T)$$

حيث  $\alpha$  هي معلمة تحويل تجريبية.

وتبقى القيم  $R_1(P)$  و  $R_T(P)$  و  $a(T)$  و  $b(T)$  كما هي محددة للمعادلة (2.2).

(دال) تحويل إحصاءات هطول المطر بالخلية الأسية (ERSC) (انظر [Capsoni and Luini, 2009]).

وقد أُدرج النموذج ERSC، الموصوف في [Capsoni and Luini, 2009] (حيث يجد القارئ المزيد من التفاصيل)، مؤخراً في الملحق 3 في التوصية ITU-R P.837-6. وتستخدم الطريقة نموذج EXCELL (الخلية الأسية) [Capsoni et al., 1987a] لمحاكاة عملية التراكم في مقياس المطر في زمن تكامل معين  $T$ . والبيئة الجوية للموقع موضع الاهتمام موصوفة بواسطة مجموعة من خلايا المطر الأسية الاصطناعية، والتي يتوقف احتمال حدوثها على  $P(R)_1$  وبالتالي فهي تختلف من موقع لآخر. وبعد أن تصنف الخلايا بأنها طباقية أو حملية حرارية فإنها تستخدم لمحاكاة تفاعل مجال المطر مع مقياس المطر الافتراضي العامل في زمن

تكامل معين  $T$ ، وبالتالي لتحويل  $P(R)_1$  إلى  $P(R)_T$ . ولهذا الغاية، فإن خلايا المطر الاصطناعية التي تنتقل بشكل صارم في سرعة فعالة، وهي مختلفة عن الخلايا الطباقية ( $v_{strat}$ ) والحملية الحرارية ( $v_{conv}$ )، تأخذ في الاعتبار التطور الفعلي لمكان وزمان الهواطل:

$$(5.2) \quad v_{conv} = v_{700}/k_1(T) \quad \text{و} \quad v_{strat} = k_2(T)v_{conv}$$

وفي العلاقة الأولى،  $v_{700}$  هي سرعة الرياح (نسبة إلى خط تساوي الضغط الجوي 700 hPa) المزودة على أساس عالمي من قبل المركز الأوروبي لتنبؤات الطقس على المدى المتوسط (ECMWF) في شبكة جغرافية باستبانة  $1,125 \times 1,125$  درجة (قاعدة البيانات ERA40)، حيث  $k_1(T) (>1)$  و  $k_2(T) (>1)$  هما عاملا خفض يتوقفان على زمن تكامل مقياس المطر  $T$ :

$$(6.2) \quad k_2(T) = -0.017T^{0.746} + 0.69 \quad \text{و} \quad k_1(T) = 0.185T^{0.498} + 0.768$$

وكخطوة نهائية، ومن أجل تقدير  $P(R)_1$  من  $P(R)_T$ ، أي الهدف الفعلي للطريقة ERSC، يستخدم إجراء استمثال تكراري: بناءً على ما يسمى 'الخوارزميات الجينية'، يكون الهدف هو استبانة  $P(R)_1$  المحلية التي توفر، عندما تستخدم كدخل في محاكاة مقياس المطر الموصوفة أعلاه، أفضل تقدير ممكن لقيمة  $P(R)_T$  المقيسة.

ومع أن المنهجية المبينة في البند (دال) عالمية بطبيعتها، فإن المعاملات المثلى (الصالحة على صعيد العالم) للنماذج التجريبية المذكورة في البنود (ألف) و(باء) و(جيم) أعلاه مستمدة من مجموعة كبيرة من منحنيات  $P_T(R)$  و  $P_1(R)$  المقيسة في العديد من المواقع على صعيد العالم. وهي موجزة في الجدول 1-2 لأزمنة تكامل مختلفة. ويلاحظ أن نماذج LG تقترح معامل واحد لجميع القيم  $T$ .

وانطلاقاً من أنشطة اختبارات مكثفة، تبين أن النموذج ERSC يتسم بأدنى درجة من إجمالي خطأ التنبؤ ويمثل أكثر الاتجاهات استقراراً في الأداء من حيث زمن التكامل والمنطقة المناخية على السواء. ولهذا الأسباب تم اعتماده في الملحق 3 في التوصية ITU-R P.837 لتحويل إحصاءات هطول المطر من زمن تكامل طويل ( $5 \leq T \leq 60$  دقيقة) إلى زمن تكامل قصير. لمزيد من التفاصيل عن النموذج ERSC انظر [Capsoni and Luini, 2009]، بينما تتيح لجنة الدراسات 3 مجانباً على الخط واجهة مستعمل بيانية لتحويل إحصاءات هطول المطر على النحو الذي يوصي به القطاع ITU-R.

#### الجدول 1-2

#### المعلومات التجريبية المستخرجة بالارتداد إلى القيم في قاعدة بيانات القياس

دقائق	PL		CF-PL		LG
	a	b	a	b	a
1 إلى 5	0,906	1,055	0,985	0,026-	
1 إلى 10	0,820	1,106	0,967	0,051-	0,633
1 إلى 20	0,683	1,215	0,913	0,100-	
1 إلى 30	0,561	1,297	0,897	0,130-	
1 إلى 60	0,497	1,440	0,937	0,181-	

#### 4.4.2 نماذج لتوزيع معدلات هطول المطر

يتسم ارتفاع شدة هطول المطر بالتغيرات إلى درجة كبيرة من سنة لأخرى كما يصعب تسجيله وقياسه تجريبياً. بيد أن أعلى معدلات هطول المطر، في مجال تصميم النظم، هي التي غالباً ما تكون موضع الاهتمام، ولذا من المستحسن وضع نموذج رياضي مناسب لما يسمى "ذيل" التوزيع.

وعندما تكون معدلات هطول المطر معتدلة والقياسات الدقيقة ممكنة، من الممكن جداً تقدير توزيع معدل الأمطار التراكمي بواسطة قانون لوغاريتمي عادي. ويتوقف هذا القانون اللوغاريتمي العادي على المنطقة المناخية وهو صالح عادة لمعدلات هطول المطر بين حوالي 2 ميلليمتراً/ساعة و 50 ميلليمتراً/ساعة.

وعلى الرغم من أن التوزيع اللوغاريتمي العادي يبدو أنه يوفر أفضل ملاءمة بالنسبة للمعدلات المنخفضة لهطول المطر، فإن الدراسات التي أجريت على القياسات المأخوذة في كندا تشير إلى أنه بالنسبة لأزمنة تكامل قصيرة، من شأن علاقة قانون أسي أن تقدّر على نحو مرضٍ كامل التوزيع التراكمي لما يتجاوز نحو 5 ميلليمتر/ساعة [Segal, 1980b].

كما اقترحت دالة 'غامما' كتقريب لتوزيع معدل هطول الأمطار [Morita and Higuti, 1976] مع أن هذه الدالة لا يبدو أنها قابلة للتطبيق عموماً في العديد من المناطق المناخية [Fedi, 1979b; Segal, 1979]. ويشير تحليل آخر إلى أن توزيع معدل هطول الأمطار يوصف بشكل أفضل باستخدام نموذج يقدر توزيعاً لوغاريتمياً عادياً عند معدلات منخفضة، وتوزيع غاما في معدل أمطار مرتفع [Moupfouma, 1987]. ويتناول الملحق 1 مناخية الأمطار وثلاثة نماذج يبدو أنها مناسبة لنمذجة عملية لتوزيعات معدلات هطول الأمطار.

وبدلاً من محاولة إيجاد نموذج تحليلي متعدد المعلمات لوصف التغيرات المعقد للمناخ عبر العالم، تم تجميع الخرائط الرقمية لإحصاءات هطول الأمطار باستخدام معلومات مستمدة من المركز ECMWF تستند إلى بيانات طويلة الأجل متوائمة ضمن نموذج دوران عالمي. وهذه الخرائط مدرجة في التوصية ITU-R P.837.

#### 5.4.2 إحصاءات فترات هطول الأمطار

التوزيع الإحصائي لفترات هطول الأمطار التي تتجاوز عتبات محددة هو أيضاً موضع اهتمام من أجل التنبؤ بموثوقية الإرسال من حيث إنه يوفر نظرة ثاقبة بشأن إحصاءات فترات الخبوء. وهناك اتفاق عام على أن هذا التوزيع لوغاريتمي عادي تقريباً. وأشارت القياسات في إيطاليا واليونان إلى أن متوسط فترات هطول الأمطار متناسبة عكساً تقريباً مع قيم عتبة شدة هطول الأمطار [Fedi and Merlo, 1977; Fedi, 1979a].

#### 5.2 البنية الأفقية لهطول الأمطار

إن البنية المكانية والزمانية لمعدل هطول الأمطار غير متجانسة. وتكشف سجلات قياس المطر عن فترات قصيرة من معدلات أمطار أعلى مندرجة ضمن فترات أطول من الأمطار الأقل غزارة. وتشير رصدات رادارات الطقس إلى مساحات صغيرة من معدل أمطار أعلى مندرجة ضمن مناطق أكبر من الأمطار الأقل غزارة. وهذه الرصدات شائعة في كل هواطل الأمطار في جميع المناطق المناخية. وغالباً ما يشار إلى نمط هطول الأمطار على أنه واسع الانتشار أو طبقي وعلى أنه حملي حراري. وتكمن الاختلافات بين هذه الأنماط عادة في المعدل الأقصى لهطول الأمطار المرتبط بها ولكن ليس في اختلافات التغيرات المكانية.

وعملية المطر ليست ساكنة مكانياً وزمانياً في مقياس الزمان والمكان ذات الأهمية بالنسبة لتشتت المطر أو مشكلات التوهين [Riva, 2002]. ويتطلب عدم سكون عملية المطر اتخاذ جانب الحذر في استخدام مفاهيم من قبيل دالة العلاقة المكانية لتقدير التوهين على مسير ما أو الحدوث المشترك للتشتت في حجم ما والتوهين على طول المسيرات بين الهوائيات وحجم التشتت. ويتزايد مدى تغير هطول المطر والتغيرات المكانية المصاحب له بتزايد أوقات الرصد أو المناطق المرصودة. وتنبأين دالة العلاقة المكانية أيضاً مع التغييرات في مساحة أو زمن الرصد، وقد تتباين المسافة لقيمة علاقة معينة بقدر يصل إلى مرتبة أسية.

#### 1.5.2 التطبيق على التشتت بسبب المطر

يحدث التشتت عندما تقع خلية مطر كثيفة داخل المجال المشترك لحزم الهوائيات. ولذلك فإن القياسات عالية الاستبانة مهمة في تحديد عرض الخلية. وللتطبيق في أساليب التنبؤ الإحصائي لتشتت المطر كعامل في التداخل، تم تحديد المدى الأفقي لخلية المطر بوصفه المساحة التي تحتوي على قيمة ذروة من حيث الانعكاسية والحدودة بالنقاط التي تكون فيها الانعكاسية نصف (-3 dB) قيمة الذروة هذه.

ويبدو أن لقطر الخلية توزيع احتمال أسي من الشكل:

$$(7.2) \quad P(D) = \exp(-D/D_0)$$

حيث  $D_0$  هو متوسط قطر الخلية وهو دالة مرتبطة بمعدل هطول المطر الذروي  $R_{peak}$ .

وتشير نتائج الرادار إلى أن متوسط القطر  $D_0$  يتناقص قليلاً بتزايد  $R_{peak}$  (عندما تكون  $R_{peak} < 10$  ميلليمتر/ساعة). ويبدو أن هذه العلاقة تمثل لقانون أسي:

$$(8.2) \quad p D_0 = a R_{peak}^{-b}$$

عندما تكون  $R_{peak} < 10$  ميلليمتر/ساعة. وقد أبلغ عن قيم للمعامل  $a$ ، تتراوح من 2 إلى 4، وللمعامل  $b$ ، تتراوح من 0,08 إلى 0,25. وبافتراض شكل أسي للجانبية المكانية لخلية المطر، تبين [Capsoni et al., 1987a, b] أنه يمكن استخراج توزيع معدل المطر الذروي من توزيع معدل هطول المطر في نقطة ما (نموذج EXCELL). وعلى غرار نموذج EXCELL، عرض [Feral et al., 2003] نموذج خلية المطر HYCELL، وهو مزيج من الدالات الغوسية والأسية، حيث يكون للخلايا مقطع عرضي أفقي إهليلجي.

ويمكن استخدام قيم متوسط قطر الخلية في تحديد المجال المشترك المسؤول عن تشتت التداخل جراء الهواطل. ومع ذلك، ولدى تقييم الاقتران جراء تشتت المطر، لا بد من النظر في التوهين سواء خارج المجال المشترك أم داخله.

ويتخذ الارتباط الذاتي المكاني لمعدل الأمطار المستخدم في النموذج الياباني لتشتت المطر شكل [Morita and Higuti, 1978]:

$$(9.2) \quad T(d) = \exp(-\alpha\sqrt{d})$$

حيث  $\alpha \approx 0,3$ .

وثمة نموذج أسي لشكل الخلية، قائم على قياسات الرادار في ميلانو، إيطاليا، أفضى إلى دالة ارتباط ذاتي مكاني في شكل [Capsoni et al., 1985]:

$$(10.2) \quad T(d) = \exp(-\alpha d)$$

حيث  $\alpha \approx 0,5$ .

وقد افترض وجود شكل مختلف لدالة الارتباط الذاتي المكاني لمعدل هطول المطر في [Lin, 1975; Kanellopoulos and Koukoulas, 1987]:

$$(11.2) \quad T(d) = \frac{G}{\sqrt{G^2 + d^2}}$$

حيث  $G \approx 1,5$ .

## 2.5.2 التطبيق على التوهين بسبب المطر

بما أن خلايا الأمطار غالباً ما تتجمع في مساحات صغيرة متوسطة النطاق، فإن الوصلات البرية التي يتجاوز طولها 10 km تجتاز أكثر من خلية داخل منطقة ممطرة. وبالإضافة إلى ذلك، وبما أنه يجب أيضاً أن يؤخذ في الحسبان التوهين الناجم عن انخفاض شدة الأمطار المحيطة بالخلية، فإن أي نموذج يستخدم لحساب توهين المسير يجب أن يأخذ في الاعتبار مناطق الأمطار هذه الأكبر مساحة. ويزداد المدى الخطي لهذه المناطق بتناقص شدة المطر ويمكن أن يبلغ عدة عشرات من الكيلومترات.

ويستخدم مفهوم طول المسير الفعلي، الذي يمثل الجانبية غير المتجانسة لشدة المطر على طول مسير معين للتنبؤ بالتوهين الناجم عن المطر، حالياً في طرائق التنبؤ بالتوهين كذلك الواردة في التوصيتين ITU-R P.530 و ITU-R P.618. وطول المسير الفعلي هو طول مسير افتراضي محسوب من بيانات راديوية بتقسيم التوهين الكلي على التوهين المعين الذي يتم تجاوزه لنفس النسبة المتوقعة من الزمن. ولا يتسق مفهوم 'تساوي الاحتمالات' مع معلومات الأرصاد الجوية وهو ليس مرضياً تماماً من الناحية النظرية. ومع ذلك، فإن الدقة التي يتم التوصل إليها بطريقة التنبؤ المذكورة أعلاه متسقة مع نوعية وتنوع بيانات شدة المطر المتاحة.

وينتج تحسين تنوع الموقع أو المسير عن الطبيعة غير المتجانسة للهواطل. وتحدث أعلى قيم التوهين عادة عندما تقع خلية مكثفة على طول مسير الانتشار.

واحتمال حدوث نفس الخلية أو خلية مكثفة ثانية في وقت واحد على طول مسير بديل مفصول عن الأول بمسافات في حدود 10 km أو أكثر احتمال ضعيف، مما يؤدي إلى تحسين التنوع عند استخدام تحول المسير أو تنوع الموقع. وإذا أدى التوهين الناجم

عن مناطق المطر الأكبر خارج الخلايا إلى خلل في النظام عندئذ يتطلب الأمر مسافات فصل أكبر بكثير للتوصل إلى تحسين كبير في التنوع. (انظر البند 3.3 في "كتيب معلومات انتشار الموجات الراديوية من أجل عمليات التنبؤ في اتصالات المسيرات أرض-فضاء"، الاتحاد الدولي للاتصالات، 1996).

وللتطبيق على النظم الساتلية التي تخدم العديد من المحطات في آن واحد داخل منطقة التغطية، يتطلب الأمر معرفة التبعية الإحصائية للخبو عبر مسافات كبيرة. وقد ركزت الدراسات التي أجريت في إيطاليا [Barbaliscia and Paraboni, 1982] على تحديد احتمال مشترك لحدوث المطر في أزواج من مواقع متباعدة على مسافات تتراوح من 10 إلى 1 000 كيلومتر من أجل شدة هطول المطر في نقاط محددة تتجاوز العتبات من 3 إلى 10 ميلليمتر/ساعة. وقد تم تعريف مؤشر التبعية المكاني بوصفه النسبة بين الاحتمال المشترك لحدوث المطر في كلا الموقعين (أ) و(ب) والاحتمال المشترك لتجاوز العتبة في كلا الموقعين في حالة الاستقلال الإحصائي:

$$(12.2) \quad X = \frac{P_{ab}}{P_a \times P_b}$$

ويتناقص هذا المؤشر،  $X$ ، الذي يعبر عن التبعية الإحصائية لظاهرة المطر في موقعين، بتزايد المسافة بين الموقعين على النحو التالي:

- 0-50 كيلومتراً: حيث تتناقص  $X$  من قيمة  $1/P_a$  (مسافة صفر) إلى نصف هذه القيمة ضمن 30 كيلومتراً؛
- 50-600 كيلومتر: حيث معدل تناقص  $X$  أقل شدة؛
- <600 كيلومتر: حيث تميل  $X$  إلى الوحدة ويمكن افتراض الاستقلال الإحصائي.

وبالنسبة لمسافات تتجاوز 300 كيلومتر، فإن مؤشر التبعية المحسوب على أساس تراكمات الأمطار اليومية يمثل القيم المحسوبة لتراكمات الأمطار الساعية وربيع الساعية.

وتكشف رصدات رادارات الطقس لطيف القدرة المكاني لتقلبات معدل الأمطار عن نفس المقاييس الملحوظة في بيانات الأمطار. ولا يبدو أن البنية المكانية الأفقية الأساسية، كما يصفها الطيف المكاني، دالة تابعة لمنطقة مناخ ما أو لدرجة عرض ما [Crane, 1987].

وثمة منهجية لمحاكاة مجالات معدلات هطول أمطار ثنائية الأبعاد على مقياس واسع (1000 × 1000 كيلومتر مربع، ومقياس حزمة اتصالات ساتلية أو شبكة نفاذ لاسلكية ذات نطاق عريض في خدمة ثابتة للأرض) يقترحها [Feral et al., 2006].

## 6.2 البنية الرأسية للهواطل

يتطلب الأمر توفر معلومات عن البنية الرأسية ومدى الهواطل للتنبؤ بالتوهين على مسير مائل وحساب التداخل بسبب تشتت المطر.

وقد استُخدم نموذج متجانس رأسياً وأسطواني من خلية مطر تمتد من سطح الأرض حتى ارتفاع خط التحارر عند درجة 0 درجة مئوية في نماذج التوهين الناجم عن المطر المؤقتة. ومع ذلك، قد يكون هناك بنية رأسية كبيرة في المطر، خصوصاً في الحواف الأمامية والخلفية لزخات المطر المتحركة وأثناء نموها وتبددها. والزمن الكلي لسقوط قطرات المطر هو في حدود 5 إلى 15 دقيقة، وهو زمن لا بأس به بالنسبة إلى عمر الزخات وحركتها [CCIR, 1986-90c]. ونتيجة لذلك، من شأن نموذج خلية مطر بسيط أن يبالغ في تقدير التوهين في المناخات التي تتسم بمطول الأمطار الغزيرة مثل المناطق المدارية. وقد تزداد هذه المبالغة بحكم مختلف تشكيلات الأمطار المدارية، مما يؤدي إلى بنية أفقية ورأسية مختلفة و/أو توزيع مختلف لحجم القطرات.

وتوفر رصدات الرادارات القياسات المباشرة الوحيدة للبنية الرأسية للهواطل. وعلى أساس هذه الرصدات، تم تمييز نمطين من أنماط الهواطل:

- هواطل طباقية، تتميز بطبقة أفقية رقيقة من الانعكاسية المعززة تسمى نطاق ساطع؛
- هواطل حمل حراري، تتميز بأعمدة شبه رأسية من الانعكاسية المعززة.

وقد يحدث كلا النمطين في مواقع مختلفة من نفس العاصفة، وتبين أنها الأشكال الأساسية التي تحدث في نظم الهواطل الرئيسية حول العالم [Houze, 1981]، وربما باستثناء نظم الهواطل التضاريسية التي لا يعرف عنها الكثير حالياً.

### 1.6.2 التغيرات الرأسية للانعكاسية

لا تكشف جانبيات عامل انعكاسية الرادار Z كدالة للارتفاع بالنسبة لقيمة معينة من Z في السطح إلا عن تغيير ضئيل أدناه دون ارتفاع انتقالي معين. وهذا صحيح بالنسبة لكل من الجانبيات المتساوية الاحتمالات والجانبيات الوسطية استناداً إلى تحليل لفرادى خلايا المطر. ويسود المطر في المنطقة دون الارتفاع الانتقالي وهي تسهم في التوهين والتشتت على السواء.

وبالنسبة للمطر الطباقية هنالك طبقة رقيقة متميزة من الانعكاسية المعززة موجودة حوالي الارتفاع الانتقالي؛ وتبلغ سماكة هذه الطبقة وسطياً حوالي 300 متر ولكنها يمكن أن تصل أحياناً إلى 1 كيلومتر [Hines et al., 1983]. وتتكون هذه الطبقة بشكل رئيسي من الثلوج وذوبان الثلوج، وهي معروفة باسم "الطبقة الذائبة" أو "النطاق الساطع".

والمنطقة فوق الارتفاع الانتقالي هي مزيج من الجليد والثلج الذي لا يسفر عن قدر كبير من التوهين عند ترددات أقل من حوالي 60 GHz. ويمكن لبلورات الجليد في السحب القرعية والسحب السمحاقية أن تنتج قيم انعكاسية عالية تصل إلى 100 mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup> وتحدث في نسب مئوية من العام في مدى 1 و 10 في المائة، تبعاً للمنطقة المناخية.

وتظهر جانبيات Z فوق الارتفاع الانتقالي انخفاضاً عند ارتفاع يبدو أنه يتوقف على المناخ. ويتراوح المنحدر فوق الارتفاع الانتقالي مباشرة بين حوالي 3 و 9 dB في الكيلومتر. ومن المتوقع أن تزداد شدة المنحدر عند ارتفاعات أعلى. ولا تحدث أعداد كبيرة من جسيمات الجليد فوق ارتفاع طبقة التروبوبوز.

ومن المتوقع أن يرتبط الارتفاع الانتقالي ارتباطاً وثيقاً بارتفاع خط التحارر عند 0 درجة مئوية، الأمر الذي يتوقف على درجة العرض والمناخ والفصل. وبالنسبة للهواطل الطباقية تبين أن التفاوت الموسمي لهذا الارتفاع مرتبط بدرجة الحرارة على الأرض [Fujita et al., 1979].

ويمكن اقتران الارتفاع الانتقالي، كنموذج مؤقت للاستخدام في حسابات تشتت المطر، بارتفاع مستوى التحارر عند 0 درجة مئوية الذي يبحث في البند 3.6.2. وفوق الارتفاع يقترح الأخذ بمنحدر ثابت قدره 6,5 dB في الكيلومتر.

### 2.6.2 التغيرات الرأسية للتوهين النوعي

يمكن استخدام المعلومات بشأن التغيرات الرأسية للانعكاسية لتحديد التغيرات الرأسية للتوهين النوعي بعد أن يتم بشكل صحيح التعرف على ارتفاع المرحلة التجمعية لجسيمات الهواطل.

وبالنسبة للهواطل الطباقية يؤدي هذا إلى نموذج من ثلاث مناطق متميزة يحتوي كل منها على جسيمات هواطل في مرحلة تجمعية متجانسة. وتمتد المنطقة الأولى من الأرض إلى ما دون الارتفاع الانتقالي مباشرة، وهي تحتوي على جسيمات سائلة فقط ولها قيمة توهين محددة مستقلة عن الارتفاع. والمنطقة الثانية هي طبقة الذوبان حوالي 300 متر حول الارتفاع الانتقالي وقد لا تكون مساهمتها في التوهين دائماً مهمة بسبب القيمة الكبيرة للتوهين النوعي الناجم عن الثلج الرطب. وتمتد المنطقة الثالثة فوق الارتفاع الانتقالي؛ وهي تحتوي على الجليد والثلج فقط، وهي مساهمة بسيطة في التوهين بالنسبة للترددات دون 60 GHz.

وبالنسبة للهواطل الطباقية يكون الارتفاع الانتقالي قريب من قيمة ارتفاع خط التحارر عند 0 درجة مئوية المحيط في الغلاف الجوي ذلك لأن حركة الهواء الرأسية ضعيفة لهذا النوع من الهواطل.

وبالنسبة للهواطل الحمل الحراري يكون الوضع أكثر تعقيداً. إذ تؤدي حركة الرياح الرأسية القوية إلى مزيج واسع النطاق لمختلف أنواع الجسيمات. مثال ذلك أنه يمكن العثور على قطرات المطر فائقة التبريد في طبقات أعلى بكثير من خط التحارر عند درجة 0°C في بعض خلايا الحمل الحراري.

### 3.6.2 ارتفاع خط التحارر عند 0 درجة مئوية وارتفاع سوية المطر

كما هو موضح في القسم السابق، غالباً ما يُفترض أن الارتفاع الانتقالي، بين الجزء الأسفل من الغلاف الجوي الذي يحتوي على جسيمات سائلة فقط والجزء الأعلى منه الذي يحتوي على جسيمات متجمدة فقط، متطابق مع خط التحارر المحيط عند 0 درجة مئوية.

وعموماً يكون التغيرات السنوية لسوية خط التحارر عند 0 درجة مئوية مهملاً؛ ويكون التغيرات الشهري هاماً في المنطقة المعتدلة، في حين أنه مهمل في المناطق المدارية [Ajayi and Barbaliscia, 1989]. ومن قبيل الدلالة الأولى عن قيمة هذه السوية، يمكن استخدام متوسط القيم.

والبيانات عن متوسط قيمة خط التحارر عند 0 درجة مئوية خلال مختلف فصول السنة متوفرة بسهولة [Crutcher, 1971].

وتقدم التوصية ITU-R P.839 القيم السنوية المتوسطة لخط التحارر عند درجة الصفر كنموذج لسوية الأمطار  $h_R$  لاستخدامها في طرائق التنبؤ.

### 7.2 خصائص الضباب والسحب

يتألف الضباب والسحب المائية من قطرات معلقة من الماء السائل. وتتراوح عموماً أقطار هذه القطرات المعلقة من 10  $\mu\text{m}$  (الضباب) إلى 100  $\mu\text{m}$  (غيوم المطر)، وتتراوح كثافة عددها من 100 إلى 500 في السنتيمتر المكعب. وهذا يؤدي إلى مدى من كثافة الماء من 0,01 إلى 1 غرام في المتر المكعب. وقد جاء في [Slobin, 1982] تلخيص نماذج شتى للسحب والضباب. وقد تسبب السحب المائية والضباب في قيم توهين ملموسة في ترددات الموجات الميليمترية، وقد يكون هذا التوهين هو العلة السائدة لنظم التيسرية المنخفضة. وبالإضافة إلى التوهين، قد تؤدي السحب الجليدية إلى فقدان استقطاب لا بأس به في غياب توهين كبير.

ويتوقف التوهين بسبب السحب على نمطها، وتهمين على التوهين الناجم عن السحب في المقام الأول السحب الركامية والسحب الطباقية المزنية. وترد أنماط السحب ورصدات الغطاء السحابي في [Warren et.al, 1986]، وثمة ملخص للمعلومات عن أنماط السحب وحدوثها في [Brussaard and Watson, 1995]. ويمكن الاستعانة بالتوصية ITU-R P.840 والخرائط الرقمية المصاحبة لها لبخار الماء السائل في السحب وذلك للتنبؤ بالتوهين الناجم عن السحب والضباب.

### 8.2 العواصف الرملية والترابية

العواصف الرملية والترابية هي غيوم كثيفة من جسيمات الرمال والغبار المعلقة والتي يمكن، في ظروف قاسية، أن تنخفض الرؤية فيها إلى 10 أمتار أو أقل، حيث يرتفع الغبار إلى أكثر من ألف متر فوق سطح الأرض ويمتد عبر مئات الكيلومترات على الأرض.

وقد درس العديد من الباحثين جوانب الأرصاد الجوية للعواصف الرملية والترابية وذكروا أنها تحدث في السودان وليبيا وجنوب مصر والعراق والصحراء العربية والهند والاتحاد السوفياتي السابق والصين الوسطى والولايات المتحدة الأمريكية وأستراليا.

وتمثل جسيمات الرمل والتراب المكونات الرئيسية في العواصف الرملية والغبارية بأحجام تبلغ عموماً 0,015 cm و 0,008 cm، على التوالي. ويمكن تجريبياً إقامة الصلة بين تركيز جسيمات الرمل والتراب وبين إمكانية الرؤية البصرية.

وثمة استعراض لنماذج طبيعية من الرمل والغبار يمكن الاطلاع عليها في [Brussaard and Watson, 1995].

## المراجع

- AJAYI, G.O. and BARBALISCIA, F. [1989] Characteristics of the 0°C isotherm and rain height at locations in Italy and Nigeria. URSI Comm. F. Open Symposium, La Londe les Maures (France).
- AJAYI, G.O. and OLSEN, R.L. [1985] Modelling of raindrop size distribution for microwave and millimetre wave applications, Radio Sci., Vol. 20, pp. 193-202, March-April 1985.
- ARESU, A., BARBALISCIA, F., DI PANFILO, A., GIORGI, P., and MIGLIORINI, P. [1989] Space-time characteristics of rainfall in the Roma area. URSI Comm. F. Open Symposium, La Londe les Maures, September 1989.
- BARBALISCIA, F. and PARABONI, A. [1982] Joint statistics of rain intensity in eight Italian locations for satellite communications network. Electronics Letters, February 1982, Vol. 18, No. 3, pp. 118-119.
- BRUSSAARD, G. and WATSON, P.A. [1995] Atmospheric modelling and millimetre wave propagation. Chapman and Hall, London, ISBN 0-412-56230-8.
- BURGUEÑO, A., AUSTIN, J., VILAR, E., and PUIGSERVER, M. [1987] Analysis of moderate and intense rainfall rates continuously recorded over half a century and influence on microwave and rainrate data acquisition, IEEE Trans. Comm. COM-35, 382-395.
- BURGUEÑO, A., PUIGSERVER M. and VILAR, E. [1988] Influence of raingauge integration time on the rain rate statistics used in microwave communications, Ann. Telecom., Vol. 43, No. 2.
- CAPSONI, C., LUINI, L. [2009] A physically based method for the conversion of rainfall statistics from long to short integration time. IEEE Transactions on Antennas and Propagation , Vol 57, No. 11, pp 3692 - 3696.
- CAPSONI, C., MATRICCIANI, E. and MAURI, M. [March-April, 1985] Profile statistics of rain in slant path as measured with a radar. Alta Frequenza, Vol. LIV, 2, 50-57.
- CAPSONI, C., FEDI, F., MAGISTRONI, C., PAWLINA, A. and PARABONI, A. [1987a] Data and theory for a new model of the horizontal structure of rain cells for propagation applications, Radio Sci., Vol. 22, 3, 395, 404.
- CAPSONI, C., FEDI, F. and PARABONI, A. [1987b] A comprehensive meteorological oriented methodology for the prediction of wave propagation parameters in telecommunication applications beyond 10 GHz, Radio Sci., Vol. 22, 3, 387, 393.
- CASTANET L., BLARZINO G., JEANNIN N., TESTONI A., CAPSONI C., FERRARO D., LUINI L., ROGERS D., AMAYA C., BOUCHARD P., PONTES M., SILVA MELLO L. [2007a] Assessment of radiowave propagation for satellite communication and navigation systems in tropical and sub-tropical areas, ESA study n°18278/04/NL/US, ONERA Final report RF 4/09521 DEMR,
- CASTANET L., CAPSONI C., BLARZINO G., FERRARO D., MARTELLUCCI A. [2007b] Development of a new global rainfall rate model based on ERA40, TRMM and GPCC products, International Symposium on Antennas and Propagation, ISAP 2007, Niigata, Japan.
- CRANE, R.K. [October 1987] Space-time structure of precipitation. Preprints of the 10th Conference on Probability and Statistics of the American Meteorological Society, pp. 265-268.
- CRANE, R.K. [1990] Rain attenuation measurements: variability and data quality assessment. Radio Science, 25 (4), 455-473.
- CRUTCHER, H.L. [1971] Selected meridional cross sections in heights, temperature and dew points for the northern hemisphere. NAVAIR 50-IC-59, National Climatic Centre, Asheville, NC, United States.
- DUTTON, E.J., DOUGHERTY, H.T. and MARTIN, R.F. [1974] Prediction of European rainfall and link performance coefficients at 8 to 30 GHz, NTIS, U.S. Department of Commerce, Rep. AD/A-000804, 1974

- ECMWF [1997] ECMWF Re-Analysis Project (ERA).
- EMILIANI, L.D., LUINI, L., and CAPSONI, C. [2009] Analysis and parameterization of methodologies for the conversion of rain rate cumulative distributions from various integration times to one minute. *IEEE Antennas and Propagation Magazine*, Vol. 51, No. 3. pp. 70-84.
- EMILIANI, L. D., LUINI, L., and CAPSONI, C. [2010] On the optimum estimation of 1-minute integrated rainfall statistics from data with longer integration time. *EuCAP 2010*, pp. 1-5, 12-16 April, Barcelona, Spain.
- ERA 15 [1999] ECMWF Re-analysis project report series, 1. ERA-15 Description, Version 2, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- ERA 40 [2002] ECMWF Re-analysis project report series, ERA-40 Archive, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- FEDI, F. [April 1979a] Rainfall characteristics across Europe. *Alta Frequenza*, Vol. XLVIII, 4, 158-166.
- FEDI, F. [April 1979b] Attenuation due to rain on a terrestrial path. *Alta Frequenza*, Vol. XLVIII, 4, 167-184.
- FEDI, F. and MERLO, U. [1977] Statistical data on point rainfall intensity for the design of radio-relay systems at frequencies above 10 GHz. *URSI - Open Symposium on Propagation in Non-Ionized Media*, La Baule, France.
- FERAL, L., SAUVAGEOT, H., CASTANET, L., and LEMORTON, J. [2003] A new hybrid model of the rain horizontal distribution for propagation studies: 1. Modeling of the rain cell. *Radio Sci.*, Vol. 38, No. 3.
- FERAL, L., SAUVAGEOT, H., CASTANET, L., LEMORTON, J., CORNET, F., and LECONTE, K., [2006] Large-scale modeling of rain fields from a rain cell deterministic model. *Radio Sci.*, Vol. 41.
- FUJITA, M., NAKAMURA, K., IHARA, T. and HAYASHI, R. [1979] Seasonal variations of attenuations statistics in millimetre-wave Earth-satellite link due to bright-band height. *Electron. Lett.*, 15, 654-655.
- GUNN, R. and KINZER, G.D. [1949] The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteorol.*, Vol. 6, 4, 243-248.
- HINES, E.L. LEITAO, M.J. and WATSON, P.A. [12-15 April, 1983] The use of dual-linearly polarized radar data to determine rainstorm and hydrometeor types. *IEE Conf. Publ. No. 219, Part 2, 51-55. IEE Third International Conference on Antennas and Propagation (ICAP 83)*, University of East Anglia, Norwich, United Kingdom.
- HOUZE, R.A. [1981] Structure of atmospheric precipitation systems: a global survey. *Radio Sci.*, Vol. 16, 671-689.
- KALININ, A.I. and NADENENKO, L.V. [1975] Issledovania rasprostranenia UKV do rasstoyani poriadka priamoï vidimosti. (Study of ultra-short wave propagation up to line-of-sight distances.) In *Rasprostranenie radiovoln (Radio wave propagation)*, Nauka, Moscow, USSR.
- KANELLOPOULOS, J.D., and KOUKOULAS, S.G. [1987] Analysis of the rain outage performance of route diversity systems, *Radio Sci.*, Vol. 22, No. 4, pp. 549-565.
- LAVERGNAT and J., Golé, P. [1998] A Stochastic Raindrop Time Distribution Model. *AMS Journal of Applied Meteorology*, Vol. 37, pp 805-818.
- LAWS, J.O. and PARSONS, D.A. [1943] The relation of raindrop size to intensity. *Trans. Amer. Geophys. Union*, Vol. 24, 452-460.
- LIN, S.H. [1975] A method for calculating rain attenuation distribution on microwave paths. *Bell System Tech. J.*, Vol. 57, 1545-1568.
- LIN, S.H. [1978] More on rain rate distributions and extreme value statistics. *Bell System Tech. J.*, Vol. 57, 1545-1568.

- MARSHALL, J.S. and PALMER, W.Mck. [August, 1948] The distribution of raindrops with size. *J. Meteorol.*, Vol. 5, 165-166.
- MARTELLUCCI A. [2004] Catalogue of available meteorological and propagation measurements database, Technical Note ESA n°TOS-EEP/2004.178/AM.
- MORITA, K. [1978] Study on rain rate distribution. *Rev. Elec. Comm. Labs, NTT*, Vol. 26, 268-277.
- MORITA, K. and HIGUTI, I. [July-August, 1976] Prediction methods for rain attenuation distribution of micro and millimetre waves. *Rev. Elec. Comm. Labs. NTT*, Vol. 24, 7-8.
- MORITA, K. and HIGUTI, I. [1978] Statistical studies on rain attenuation and site diversity effect on earth to satellite links in microwave and millimetre wavebands. *Trans. Inst. Electron. Comm. Engrs. Japan*, Vol. E-61, 425-434.
- MOUPFOUMA, F. [1987] More about rainfall rates and their prediction for radio systems engineering. *Proc. IEE. Part H*, Vol. 134, No. 6, pp. 527, 537.
- POIARES-BAPTISTA P., SALONEN E. [1998] Review of rainfall rate modelling and mapping. *Proc. of URSI Commission F Open Symposium on Climatic Parameters in Radiowave Propagation Prediction (CLIMPARA'98)*, Ottawa, Ontario, Canada.
- PRUPPACHER, H.R. and BEARD, K.V. [1970] A wind-tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 96, 247-256.
- PRUPPACHER, H.R. and PITTER, R.L. [January, 1971] A semi-empirical determination of the shape of cloud and rain drops. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 28, 86-94.
- RICE, P.L. and HOLMBERG, N.R. [1973] Cumulative time statistics of surface-point rainfall rates, *IEEE Trans. Comm.*, COM-21, 1131-1136
- RIVA, C. [2002] Spatial characteristics of propagation parameters: a review, First COST 280 Workshop, doc. PM3-019, Malvern, UK.
- RUDOLF B. [1996], "Methods and new results of estimating the global precipitation", *Abstracts of XXVth GA of URSI*, 302.
- SALONEN, E.T. and POIARES BAPTISTA, J.P.V. [1997] A new global rainfall rate model, Tenth Int. Conf. on Antennas and Propagation, IEE Conf. Publ. 436, Vol. 2, pp. 2.182-2.185
- SEGAL, B. [1979] High intensity rainfall statistics for Canada. CRC Rep. 1329, Dept. of Communications, Ottawa, Canada.
- SEGAL, B. [1980a] A new procedure for the determination and classification of rainfall rate climatic zones. *Ann. des Télécomm.*, Vol. 35, 411-417.
- SEGAL, B. [1980b] An analytical examination of mathematic models for the rainfall rate distribution function. *Ann. des Télécomm.*, Vol. 35, 434-438.
- SEGAL, B. [1986] The influence of raingauge integration time on measured rainfall intensity distribution functions. *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 3, 4.
- SLOBIN, S.D. [November-December, 1982] Microwave noise temperature and attenuation of clouds: Statistics of these effects at various sites in the United States, Alaska and Hawaii. *Radio Sci.*, Vol. 17, 1443-1454.

UK METEOROLOGY OFFICE [1976] Averages and frequency distributions of humidity for Great Britain and Northern Ireland, 1961-70. Meteorology Memorandum 103.

WARREN, S.G., HAHN, C.J., LONDON, J., CHERVIN, M. and JENNE, R.L. [1986] Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over land. NCAR Technical Notes, NCAR/TN-273+STR, United States.

### وئاق CCIR

[1986-90]: a. 5/305 (China); b. 5/320 (Canada); c. 5/17 (Sweden).



## الفصل 3

### الانكسار في الغلاف الجوي

#### 1.3 تأثير الغلاف الجوي على انتشار الموجات الراديوية

إذا اعتبرنا أن الوسط الذي تنتشر فيه الموجات الكهرومغناطيسية يتألف من ذرات إلكتروناتها مدفوعة بطريقة متذبذبة بفعل المجال الكهرومغناطيسي، عندئذ نجد أن المعادلة الناتجة عن دليل الانكسار في الوسط تتوقف على تردد الإشعاع الكهرومغناطيسي وعدد الإلكترونات والتردد الطبيعي للإلكترونات وعوامل الإخماد الخاصة بها. وفي هذه الحالة العامة، يكون دليل الانكسار كمية معقدة. وتتعلق المكونة الحقيقية لدليل الانكسار بسرعة الموجة الكهرومغناطيسية عبر الوسط في شكل  $n = c/v$ ، حيث  $c$  هي سرعة الإشعاع الكهرومغناطيسي في الفراغ و  $v$  هي السرعة في الوسط.

وفي حالة انتشار الموجات الكهرومغناطيسية عبر الهواء، يتوقف دليل انكسار الهواء على تكوين الغلاف الجوي (البند 2.3)، الذي يختلف بحكم المكان (الارتفاع فوق سطح الأرض والموقع الجغرافي) وبحكم الزمان. وفي هذا الفصل نتناول فقط التأثيرات في الجو الصافي، وسوف ينظر في تأثير السحب المائية وغيرها من عوامل التشتت في الفصلين 5 و 7. وفي هذه الظروف، يمكن اعتبار دليل الانكسار بوصفه دالة مستمرة. وعلاوة على ذلك، نقتصر في هذا الفصل على مناقشة المكونة الحقيقية لدليل الانكسار المعقد وهو المسؤول عن ظواهر مثل: انحناء الشعاع، والانعكاس، والانكسار، وتعدد المسيرات، والجريان، ومطابقة/لا مطابقة الحزمة، وفقدان الاستقطاب. وغالباً ما يشار إلى المكونة الحقيقية ببساطة باسم "دليل الانكسار" أو "دليل الانكسار في الغلاف الجوي" عند مناقشة الانتشار عبر الهواء. وترتبط المكونة التخيلية من دليل الانكسار المعقد بتأثيرات الامتصاص أو التوهين ويشار إليها أحياناً بوصفها "دليل امتصاص" ويناقش هذا الموضوع بمزيد من التفصيل في الفصل 6.

ودليل الانكسار في الغلاف الجوي أكبر من الوحدة، ذلك لأن الموجات تنتشر بسرعة أقل من سرعة الضوء في الفراغ، ويرمز له بالحرف  $c$ . وعلاوة على ذلك يتأثر الانتشار تأثيراً كبيراً بالتغيرات المكانية للدليل. وسوف توصف هذه الآثار بشيء من التفصيل في الفصل 4. وباختصار، من شأن التغيرات الواسعة النطاق (الكبيرة مقارنة بطول موجة البث) أن تغير من اتجاه انتشار الموجات، مما يؤثر على الانتشار متعدد المسيرات وأحياناً يتسبب في ثغرات راديوكهربائية وكذلك في تعزيز الانتشار عبر الأفق. وفي الواقع، يتوقف انتشار الموجات على تدرج الدليل أكثر مما يتوقف على قيمته المطلقة.

وبالنسبة لمستعمل وصلة راديوية، يمكن أن يكون لهذه الظواهر تأثيرات ضارة مختلفة، مثال ذلك: خطأ في الاتجاه وفي تحديد مدى المصدر؛ وتوهين الموجات الراديوية وإزالة استقطابها؛ وتشوهات الإشارة؛ والتداخل بين النظم المختلفة (خصوصاً عندما تدعم الأحوال الجوية الانتشار عبر الأفق). ومن صعوبات دراسة ومغذجة كل هذه الظواهر المترابطة هي أنه لا توجد علاقة أحادية بين الشروط العامة للانتشار وآثارها على وصلة معينة.

وقد أدت تطورات الحوسبة في تنفيذ الطرائق العددية لحل معادلات انتشار الموجات الكهرومغناطيسية إلى النمذجة المادية لعدة آليات نشر مترابطة. ومن أمثلة هذه النماذج تطبيقات معادلة قطع مكافئ وكذلك النماذج الهجينة التي تجمع بين معادلة موجة القطع المكافئ ونهج البصريات الشعاعية. وترد تفاصيل هذه الطرائق في الفصل 4. ومع ذلك، ما زالت المعرفة الإحصائية لخصائص الانكسار في الغلاف الجوي، والتي يمكن الحصول عليها من القياسات بواسطة الطرائق الموصوفة في البند 9.3، ضرورية لتصميم الوصلات الراديوية. وتتوقف دقة الاستبانة (المكانية والزمانية على السواء) التي يتعين بها معرفة الانكسارية في الغلاف الجوي على التطبيق المراد. مثال ذلك أن مقارنة قياسات راديوية آنية مع نتائج حسابات الانتشار تتطلب عموماً استبانة عالية جداً وهي أصعب نمذجةً. ومن ناحية أخرى، فإن السلوك المتوسط في الغلاف الجوي، وهو يكفي لأغراض التخطيط التقريبي، لا يتطلب استبانة ودقة عالية وهو في الواقع معروف جيداً الآن إلى حد ما.

## 2.3 دليل الانكسار والانكسارية

دليل الانكسار في الهواء قريب جداً دائماً من الوحدة. والمعلمة المستخدمة لوصف التغيرات المكانية والزمانية هي عموماً الانكسارية  $N$ ، المعرفة كما يلي:

$$(1.3) \quad N = (n-1)10^6$$

ويعبر عنها بوحدات  $N$  معدومة الأبعاد.

ويمكن الحصول على قيمة دليل الانكسار، أو الانكسارية، من قيم الضغط والرطوبة ودرجة حرارة الهواء بواسطة صيغة شبه تجريبية تستند إلى الأعمال النظرية التي قام بها [Debye, 1929]. ومن بين مكونات الهواء، يتسم الأكسجين وحده (عنصر شبه ممغنط) بعزم مغنطيسي دائم، ولهذا الحقيقة أهمية عند دراسة امتصاص الموجات الراديوية (الفصل 6) ولكن التأثير ضعيف بما فيه الكفاية لاعتبار أن النفاذية النسبية للهواء تساوي (بدقة  $10^{-6}$ )، في الواقع، الوحدة. وهكذا فإن دليل الانكسار له صلة بالسماحية العازلة النسبية  $\epsilon$  بحسب العلاقة:

$$(2.3) \quad n = \sqrt{\epsilon}$$

والهواء في الواقع مزيج من عدة مكونات، ولكن النظرية واضحة ومباشرة عندما يعتبر بمثابة مزيج من الغازات المثالية. وبموجب هذا الافتراض، والاستناد إلى أن سماحية كل غاز تساوي 1 تقريباً، يمكن إثبات ما يلي:

- الاستقطاب الكهربائي لكل مكونة  $i$  من مكونات الهواء مستقل عن وجود المكونات الأخرى ومتناسب مع  $(\epsilon_i - 1)$  حيث  $\epsilon_i$  هي سماحية الغاز  $i$ ؛
- الاستقطاب في الهواء هو مجموع استقطابات مكوناته؛ ولذلك:

$$(3.3) \quad \epsilon - 1 = \sum (\epsilon_i - 1)$$

- بالنسبة للغازات غير المستقطبة، يعزى الاستقطاب إلى تشكيل ثنائيات الاقطاب الكهربائية المستحثة لدى تطبيق مجال كهربائي، وتكون العلاقة:

$$(4.3) \quad \epsilon - 1 = \frac{KP}{T}$$

حيث الضغط  $P$ ، والحرارة المطلقة  $T$ ، و  $K$  ثابت مرهون بالغاز؛

- بالنسبة لغاز مستقطب، يعزى الاستقطاب على حد سواء لتشكيل ثنائيات الأقطاب المستحثة ولتوجه من ثنائيات الأقطاب الدائمة في اتجاه المجال الكهربائي المطبق. وهذا التأثير الثاني محدود بسبب التحريض الحراري ويتناقص بارتفاع درجة الحرارة. والنتيجة في هذه الحالة هي:

$$(5.3) \quad \epsilon - 1 = K \frac{P}{T} \left( A + \frac{B}{T} \right)$$

حيث تتوقف الثوابت  $K$  و  $A$  و  $B$  على طبيعة الغاز.

وقد وصف تكوين الهواء في الفصل 2. وجميع المكونات غير مستقطبة كهربائياً عدا بخار الماء. وعلاوة على ذلك، فإن نسب جميع المكونات ثابتة عملياً، باستثناء بخار الماء (بسبب التغيرات في حالته الفيزيائية) وثاني أكسيد الكربون ( $\text{CO}_2$ ) (بسبب التبادلات بين الهواء والكائنات الحية) وكلاهما موجود بنسب ضئيلة جداً. ونتيجة لذلك يمكن التعبير عن الاستقطاب كما يلي:

$$(6.3) \quad \epsilon - 1 = K_d \frac{P_d}{T} + K_e \frac{e}{T} \left( A + \frac{B}{T} \right) + K_c \frac{P_c}{T}$$

حيث  $T$  هي درجة الحرارة المطلقة، و  $e$  هي الضغط الجزئي لبخار الماء، و  $P_c$  هي الضغط الجزئي لثاني أكسيد الكربون ( $\text{CO}_2$ ) و  $P_d$  هي الضغط الجزئي لمكونات الغلاف الجوي الأخرى (الأكسجين والنيتروجين أساساً). ويعبر عن أشكال الضغط بوحدة hPa. وتشير الأحرف الذيلية  $d$  و  $e$  و  $c$  إلى الهواء الجاف وبخار الماء وثاني أكسيد الكربون، على التوالي.

ويعبر عن دليل الانكسار  $n$  بالعلاقة:

$$(7.3) \quad n = \sqrt{\varepsilon} = \sqrt{1 + (\varepsilon - 1)} \approx 1 + \frac{\varepsilon - 1}{2}$$

$$N = (n - 1)10^6 \approx 10^6 (\varepsilon - 1) / 2 \quad \text{والانكسارية}$$

ولذلك، يمكن الحصول على  $N$  بتغيير تضاعفي لجميع ثوابت  $K$ :

$$(8.3) \quad N = K_1 \frac{P_d}{T} + K_2 \frac{e}{T} \left( A + \frac{B}{T} \right) + K_3 \frac{P_c}{T}$$

وعلى وجه التحديد:  $K_1 = 5 \times 10^5 K_d, K_2 = 5 \times 10^5 K_e, K_3 = 5 \times 10^5 K_c$

ولا بد من الإشارة هنا إلى أننا نتناول فقط الجزء الحقيقي من دليل الانكسار في الغلاف الجوي. والجزء المتخيل هو في الواقع ضئيل جداً في الترددات الراديوية. غير أنه مسؤول عن الامتصاص من جانب الغازات، وسوف يدرس في هذا السياق في الفصل 6.

وإذا كانت نظرية استقطاب الغاز تؤدي إلى المعادلة (8.3) فإن القيم العددية للثوابت في هذه العلاقة لا توفرها النظرية ولا بد من القياسات في المختبر. والقيم المقبولة حالياً هي القيم التي قدمها Smith و Weintraub [1953] من مناقشة حرجة لمختلف القياسات. والمعادلة التي توصلنا إليها والتي تفترض نسبة 0,03 في المائة من أجل  $\text{CO}_2$  هي:

$$(9.3) \quad N = 77.6 \frac{P_d}{T} + 72 \frac{e}{T} + 3.75 \times 10^5 \frac{e}{T^2}$$

حيث:

$P_d$ : ضغط الهواء الجاف

$e$ : الضغط الجزئي لبخار الماء (hPa)

$T$ : درجة الحرارة (K).

ولدى إدراج الضغط الكلي  $P = P_d + e$ ، يمكن كتابة المعادلة (3.9) كما يلي:

$$(10.3) \quad N = 77.6 \frac{P}{T} - 5.6 \frac{e}{T} + 3.75 \times 10^5 \frac{e}{T^2}$$

وتعطي المعادلة (10.3)، التي تم فيها تخفيض المعاملات حتى ثلاثة أرقام، دقة إجمالية بنسبة  $\pm 0,5$  في المائة. والمسألة الرئيسية لهذه العلاقة هي اشتقاق الانكسارية من قياسات الأرصاد الجوية. وفي الواقع، إن القياسات المتاحة (التي بحثت في البند 2.7.3) لا تسمح بالدقة الكاملة التي توفرها المعادلة (10.3). ولذلك من الممكن تبسيطها إلى تعبير من حدين. وفي الواقع، بالنسبة لمدى درجات الحرارة للأغراض العملية (ما بين  $40^-$  و  $40^+$  درجة مئوية) والقيم النموذجية لضغط البخار (عند  $40$  درجة مئوية، ضغط تشبع الماء 73,8 hPa)، فإن الحد في  $e/T$  أصغر بكثير ويتباين أقل بكثير مما يتباين الحد في  $e/T^2$ . ولذلك يمكن تقييمه بالنسبة لمتوسط حرارة 273 K ودمجه مع الحد في  $e/T^2$ . وتكون المعادلة الناتجة:

$$(11.3) \quad N = 77.6 \frac{P}{T} + 3.73 \times 10^5 \frac{e}{T^2} = \frac{77.6}{T} \left( P + 4810 \frac{e}{T} \right)$$

وهذه هي الصيغة الواردة في التوصية ITU-R P.453. وكثيراً ما يشار إلى الحدين فيها بوصفهما مساهمتي الهواء الجاف والهواء الرطب في الانكسارية.

### 3.3 نماذج من دليل الانكسار في الغلاف الجوي

يتناول هذا النقاش "مجمّل" بنية دليل الانكسار، بالمفارقة مع الاضطرابات العشوائية القصيرة الأمد الناجمة عن مجموعة متنوعة من العمليات الجوية العشوائية. وثمة مناقشة أكثر استفاضة لدليل الانكسار في الفصل 4.

ويتغير دليل الانكسار في الجو بتغير الزمان والمكان كما تتغير درجة الحرارة والرطوبة. وقد تتباين الانكسارية في الجو أفقياً ورأسياً على السواء. وتتوقف تدرجات الانكسارية الأفقية على العمليات الجغرافية والطبوغرافية والعمليات الجوية التي قد تتفاوت نهارياً أو قد تستمر عدة أيام أو ربما تكون مجرد أحداث عابرة مثل مرور الجبهات. وعلى النقيض من ذلك، فإن تدرجات الانكسارية الرأسية هي الغالبة مع تغييرات ملموسة تحدث على مسافات قصيرة تتراوح من بضعة أمتار إلى عشرات أو مئات الأمتار. وتحدث التغييرات الأفقية في دليل الانكسار عبر مسافات تتراوح من عشرات الأمتار إلى عشرات الكيلومترات. والأوصاف البسيطة للأجواء "المرجعية" مفيدة جداً ولذلك نبدأ بتحديد عدد من هذه الأجواء. ولدى القيام بذلك نفترض أن الغلاف الجوي عبارة عن طبقات أفقية، أي أننا نعتبر أن التغييرات لا تحدث إلا كدالة ارتفاع. وتمثل هذه الأجواء النموذجية متوسط الغلاف الجوي الحقيقي على مدى فترة طويلة من الزمن، ومن ثم أهملت التبعية الزمنية في هذه النماذج.

#### 1.3.3 النماذج الخطية

تتناقص الانكسارية، في أبسط نموذج لها، خطياً بتزايد الارتفاع. فإذا كانت الانكسارية الأرضية  $N_s$  عند ارتفاع  $h_s$  (فوق سطح البحر)، فإن الانكسارية  $N$  عند ارتفاع  $h$  تعطى بالعلاقة:

$$(12.3) \quad N(h) = N_s - \left( \frac{\Delta N}{\Delta h} \right) (h - h_s)$$

حيث  $(\Delta N / \Delta h)$  هي القيمة المطلقة لتدرج الانكسارية.

وفي الممارسة العملية، يكون النموذج الخطي تقريبياً فقط في الكيلومتر الأول من الغلاف الجوي. وفوق ارتفاع 1 كيلو متر، تتناقص الانكسارية بمزيد من البطء (الشكل 1.3). وينطبق هذا النموذج على الوصلات للأرض وهو يستخدم، كما هو مبين في الفصل 4، في العمليات الحسابية البسيطة مع معلمة نصف قطر الأرض الفعال. وكما سيرد وصفه في البند 6.3، فإن تدرج الانكسارية يختلف باختلاف الموقع والفصل من السنة. وبالنسبة للمناطق المعتدلة، كثيراً ما يستخدم المتوسط العالمي وقدره 40- وحدة  $N$  في الكيلومتر بمثابة أول تقدير تقريبي.

#### 2.3.3 النماذج الأسية

بالنسبة لانتشار فوق ارتفاع 1 km، وهو الحال في التطبيقات التي تنطوي على الوصلات أرض-ساتل وأرض-طائرة وكذلك بعض عمليات الاستشعار عن بُعد، فإن النموذج الخطي عبارة عن تقريب بدائي جداً. وثمة تقريب أفضل يوفره النموذج الأسّي [Bean and Thayer, 1959]. وفي هذا النموذج، يعبر عن الانكسارية  $N$  عند ارتفاع  $h$  (فوق مستوى سطح البحر) بالعلاقة:

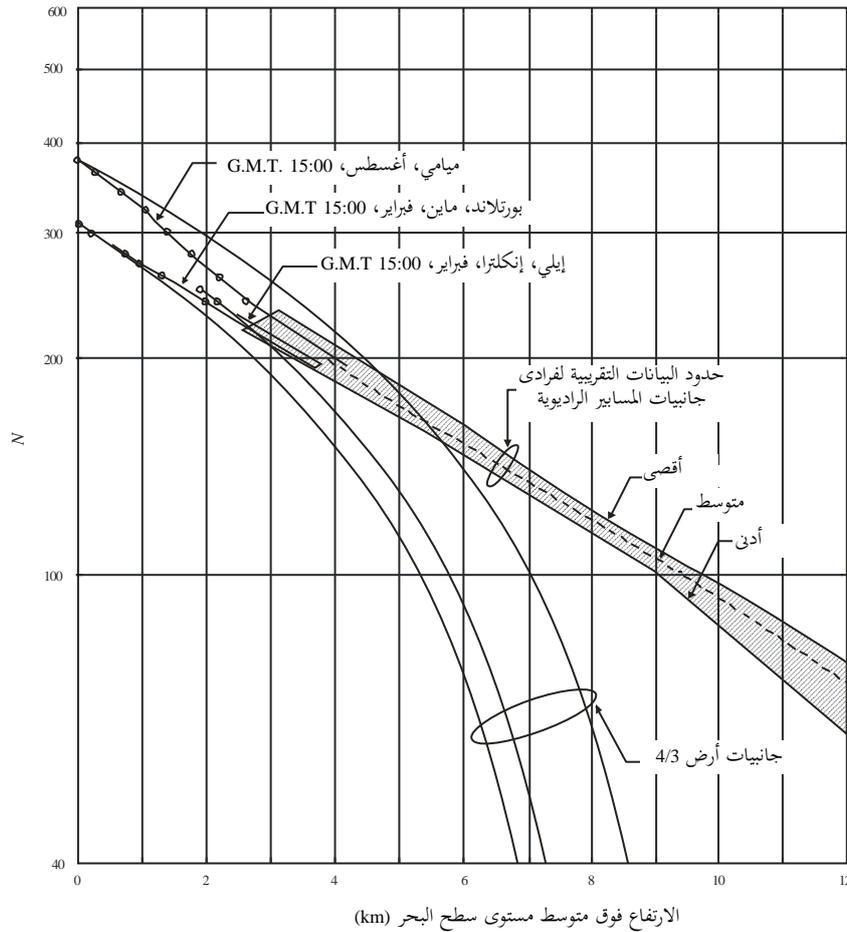
$$(13.3) \quad N(h) = N_s \exp \left[ - \left( \frac{h - h_s}{h_0} \right) \right]$$

حيث الانكسارية  $N_s$  على مستوى الأرض والارتفاع  $h_s$  هو ارتفاع سطح الأرض فوق مستوى البحر. ومرة أخرى تتغير المعلمتان  $N_s$  و  $h_s$  بتغير المكان والفصل من السنة. والمعلمة  $h_0$  هي ارتفاع المقياس في النموذج. وفي النموذج الآسي، يعبر عن تدرج الانكسارية بالعلاقة:

$$(14.3) \quad \frac{dN}{dh} = -\frac{N_s}{h_0} \exp\left(-\frac{h-h_s}{h_0}\right) = -\frac{N(h)}{h_0}$$

الشكل 1.3

N النموذجية مقابل توزيعات الارتفاع (مقتبس من Bean and Dutton، 1966)



Radio-Meteo. 03-01

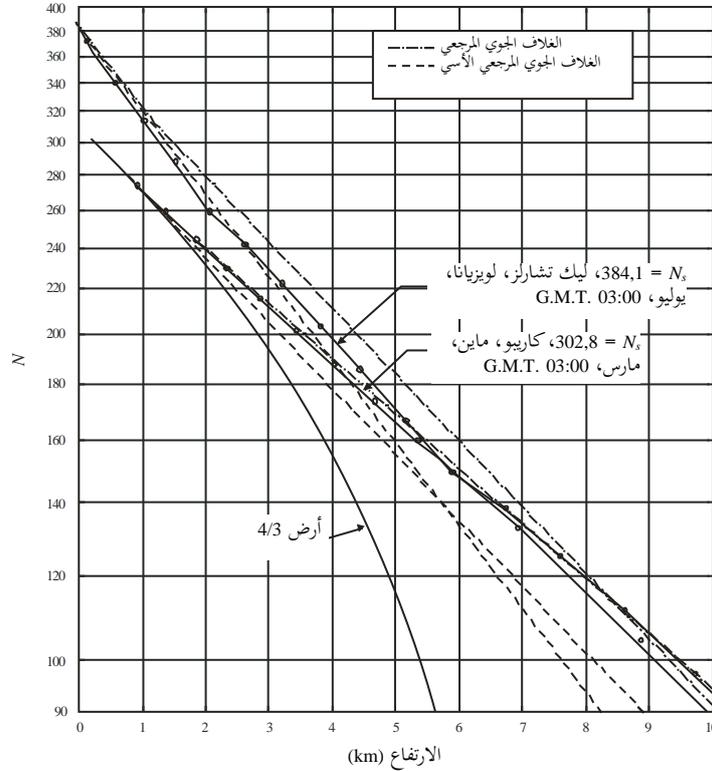
وفي الواقع، تُظهر الرصدات أنه غالباً ما يكون هناك ارتباط وثيق بين الانكسارية  $N_s$  على الأرض وتدرج الانكسارية بالقرب من الأرض (انظر البند 4.3.3). ويؤدي تمديد هذا الارتباط إلى ارتفاعات أعلى إلى علاقة بين  $N_s$  و  $h_0$  وعلاقة أسية تعتمد على معلمة واحدة فقط.

ويُظهر الشكل 2.3، المقتبس من Bean & Dutton [1966]، متوسط جانبيات الانكسارية لمحطتين في الولايات المتحدة وتمثيلهما بواسطة نموذج آسي (الخطوط المتقطعة). ويتبين أن النموذج الآسي يساير البيانات بشكل جيد حتى حوالي 5 km. ولكن فوق هذا الارتفاع، تتناقص الجانبيات الانكسارية للنموذج بتزايد الارتفاع بمعدل أسرع من تناقص الجانبيات التجريبية.

## الشكل 2.3

## مقارنة جانبية غلاف جوي مرجعي بجانبية N مرصودة

(مقتبس من: Bean and Dutton, 1966)



Radio-Meteo. 03-02

إن الغلاف الجوي المرجعي الموصى به لحسابات الانكسارية (التوصية ITU-R P.453) هو نموذج آسي مرجعه مستوى سطح البحر، عندما تكون  $h_s = 0$ ، والمعلمتان  $N_0 = 315$  وحدة و  $h_0 = 7.35$  km.

$$(15.3) \quad N(h) = 315 \exp\left(-\frac{h}{7.35}\right)$$

حيث  $N(h)$  هي الانكسارية عند الارتفاع  $h$  فوق مستوى سطح البحر (بالكيلومترات).

## 3.3.3 نماذج أخرى

إذا أريد التوصل إلى تطابق أفضل للبيانات عبر مدى أوسع من الارتفاعات، فيتطلب الأمر أحياناً استخدام نماذج أكثر تفصيلاً. وثمة نهج يقضي بمطابقة دالات مختلفة مع أجزاء مختلفة من مدى الارتفاعات، ومثال على هذا النموذج هو الغلاف الجوي المرجعي ثلاثي الأجزاء CRPL 1958 الذي وضعه Bean و Thayer [1959]، والذي يعطي تعبيرات مختلفة للانكسارية في الكيلومتر الأول، وبين 1 و 9 km وفوق 9 كيلومتر. وعلى الرغم من أن التوافق مع البيانات أفضل مما هو في دالة أسية بسيطة، فإن ما يؤخذ على هذه النماذج هو إدخال انقطاعات في جانبية تدرج الانكسارية من شأنها أن تحدث عيوباً في بعض حسابات الانكسار.

وهنالك احتمال آخر وهو استخدام المعادلة (10.3) أو (11.3) لاستخلاص جانبية مرجعية للانكسارية من أي نموذج لغلاف جوي، على أساس توفر الجانبيات المرجعية للضغط ودرجة الحرارة وضغط بخار الماء. وفي هذا الإجراء، تعتبر نمذجة بخار الماء من أكثر المهام حساسية دون منازع.

### 4.3 الانحرافات عن النماذج

بما أن الأجواء المرجعية تمثل متوسط زمن الغلاف الجوي على مدى فترات طويلة، فمن المفيد النظر في الانحرافات عن الحالات المرجعية. وقد يكون من المفيد عملياً تمثيل عدة أنماط من بنية متراكبة فوق جانبية وسطية. وبالنسبة للعديد من التطبيقات يمكن اعتبار الغلاف الجوي على أنه مؤلف من طبقات أفقية، حيث تظهر الطبقات تدرجات انكسارية أقل من 157 وحدة  $N$  في الكيلومتر، أو ربما تصبح إيجابية التدرجات أكبر من 40 وحدة  $N$  في الكيلومتر. وفي الحالة الأولى، يمكن أن تحدث ثغرات الجريان الراديوي والانتشار المتعدد المسيرات. وفي الحالة الثانية، نشهد ظروفاً شبه انكسارية، مما قد يؤدي إلى خبو عائق في الحالات القصوى. وتناقش إحصاءات هذه البنى، وهي ليست معروفة جيداً، في البند 7.3. وستعرض آثارها على الانتشار في الفصل 4.

ويمكن أن تحدث التدرجات الأفقية الانكسارية على كل من المقاييس الوسطى والكبرى على السواء. فقد تتطور التدرجات الأفقية مثلاً عندما تتفاعل كتلتان مختلفتان من الكتل الهوائية كما قد يكون الحال على طول الساحل أو في الداخل عند وجود تدفق معقد من الرياح فوق أرض وعرة أو نتيجة عمليات هبوط واسعة النطاق على الأرض أو الماء. وآثار التدرجات الأفقية على الانتشار معروضة أيضاً بمزيد من التفصيل في الفصل 4.

وينطوي الغلاف الجوي أيضاً، عندما يتراكم على متوسط مكاني، على جوانب شذوذ عشوائية على مستويات تتراوح من المليمترات إلى مئات الأمتار. وتؤدي جوانب الشذوذ هذه إلى آثار انتشار عشوائية مثل التلاؤم. ويتناول الفصل 4 الغلاف الجوي العشوائي، والاضطرابات في الغلاف الجوي، وتأثير ذلك على دليل الانكسار وعلى انتشار الموجات الراديوية.

### 5.3 الانكسارية عند مستوى سطح الأرض

نشر عدد كبير من البيانات التي تعطي الانكسارية عند مستوى سطح الأرض. وإذا عُرض متوسط الانكسارية عند سطح الأرض بوصفه دالة موقع، عندئذ تظهر اختلافات كبيرة وهي ترجع أساساً إلى تغيرات ناجمة عن الاختلافات في الارتفاع. ولذلك من الممارسات الشائعة إحالة جميع البيانات إلى ارتفاع مرجعي موحد هو عادة مستوى سطح البحر. ومن اليسير جداً التحول من انكسارية مستوى سطح الأرض  $N_s$  إلى انكسارية مستوى سطح البحر  $N_o$  بواسطة نموذج آسي:

$$(16.3) \quad N_o = N_s \exp(h_s/h_o)$$

حيث  $h_s$  هو ارتفاع المحطة فوق مستوى سطح البحر.

والمشكلة الوحيدة هي اختيار ارتفاع المقياس  $h_o$  الذي يتعين استخدامه في اختزال البيانات هذا. ومن باب الاتساق ينبغي أن يأخذ ارتفاع المقياس قيمة النموذج الآسي المرجعي (7,35 km). وفي الممارسة العملية، لا يبدو أن اختزال البيانات يحدث دوماً على أساس هذه القيمة. مثال ذلك أن العمل الذي سبق أن قام به Bean و Dutton [1966] يستخدم ارتفاع المقياس بقيمة 9,46 km، وهي قيمة ملائمة للهواء الجاف. ومع ذلك فإن الغرض من اختزال البيانات هو أساساً خفض مدى تفاوت الانكسارية وتمكين استيفاء أدق في خرائط العالم التي نوقشت في البند 2.5.3. ولذلك فإن القيمة الدقيقة لارتفاع المقياس المستخدمة في عملية الاختزال ليست ذات أهمية قصوى.

### 1.5.3 المتوسطات الشهرية للانكسارية على سطح الأرض

كما سيأتي في البند 9.3، يمكن قياس الانكسارية إما بواسطة التقنيات الراديوية، أو بشكل غير مباشر من بيانات الأرصاد الجوية، وذلك باستخدام المعادلة (11.3). وفي كلتا الحالتين، يُحتسب متوسط البيانات من أجل التحليل، عموماً على امتداد فترة شهر واحد. ولكن كثيراً ما يلاحظ، عند استخدام المعادلة (11.3)، أن البيانات الجوية الأصلية لم تُعد متوفرة. وبدلاً من ذلك، يمكن اشتقاق قيمة الانكسارية من القيم الشهرية لمتوسطات الضغط ودرجة الحرارة وضغط بخار الماء. والقيمة الانكسارية المشتقة بهذه الطريقة مختلفة عن متوسط الانكسارية. وقد تقصى هذا الاختلاف Bean و Dutton [1966] و Rao و Srivastava [1971]. وقران Bean و Dutton النتائج التي تم الحصول عليها بالطريقتين لثلاث محطات مختلفة من حيث الأحوال المناخية في كل منها؛ ولم يتجاوز الفرق مطلقاً 1,5 وحدة  $N$ . وحدد Rao

و Srivastava نظرياً الفرق بوصفه دالة تابعة للخصائص الإحصائية لمعلومات الأرصاد الجوية (المتوسطات والانحرافات المعيارية وعوامل الارتباط) وخلص إلى أن الفرق في معظم الحالات ضئيلاً جداً.

### 2.5.3 تفاوت الانكسارية على سطح الأرض من فصل لآخر ومن سنة لأخرى

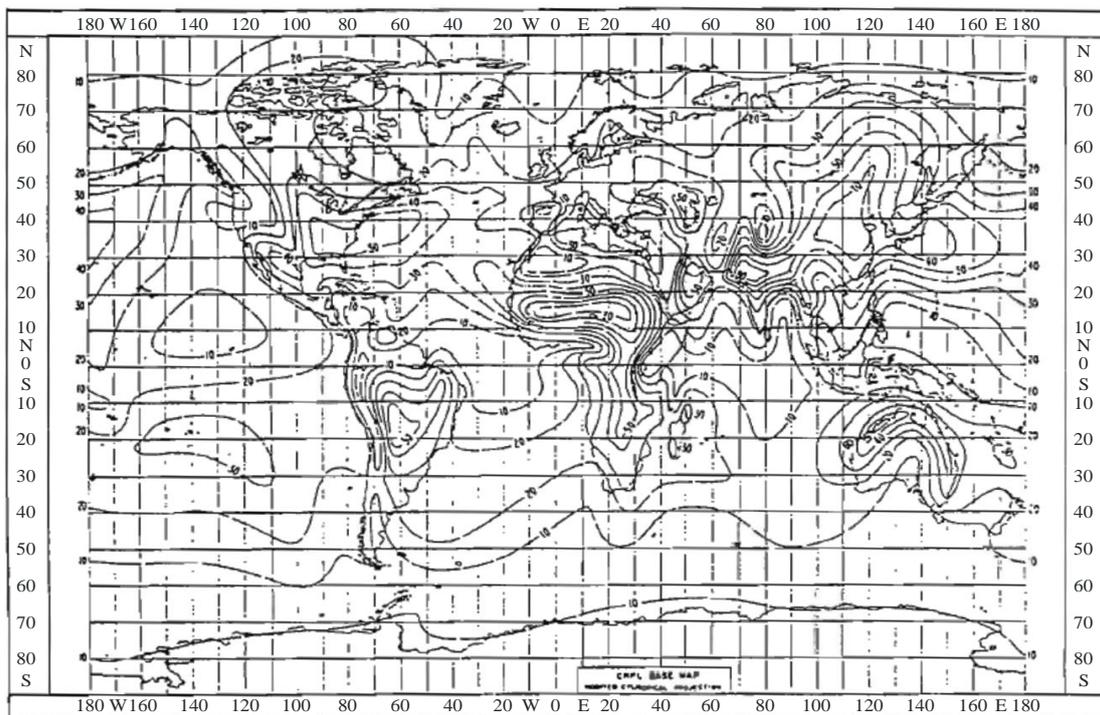
قدّم Bean و Dutton [1966] تحليلاً للانكسارية على سطح الأرض (مختزلة إلى مستوى سطح البحر) على صعيد العالم. واستخدما لذلك بيانات من 306 محطات للأرصاد الجوية. وشملت البيانات لكل محطة خمس سنوات في الفترة من 1949 إلى 1958 (وتفضيلاً من 1954 إلى 1958)، باستثناء ما يخص المحطات الروسية التي توفرت لها بيانات سنة واحدة فقط (1958). وقد تطلب الأمر تقدير قيم الانكسارية عبر مناطق المحيطات الشاسعة انطلاقاً من البيانات المتفرقة المتاحة نظراً لعدم وجود محطات رصد في تلك المناطق.

والنتائج معروضة في شكل مخططات أكفة متوسطة  $N_0$  لكل شهر من أشهر السنة. وترد نتائج شهري فبراير وأغسطس في الشكلين 1 و 2 في التوصية ITU-R P.453.

وتكشف انكسارية سطح الأرض عن تغيرات من فصل لآخر ومن سنة لأخرى. وتظهر التغيرات الموسمية في الشكل 3.3 الذي يبين أكفة الفروق على صعيد العالم بين الحد الأقصى والحد الأدنى من المعدل الشهري للانكسارية  $N_s$  على سطح الأرض على مدار السنة. ويظهر الاختلاف من سنة لأخرى في الشكل 4.3 الذي يبين أكفة المدى  $N_s$  (الحد الأقصى ناقص الحد الأدنى) المحسوبة على مدى خمس سنوات لأشهر فبراير. ويلاحظ أن التغيرات من سنة لأخرى قد لا تقل أهمية عن التغيرات الموسمية.

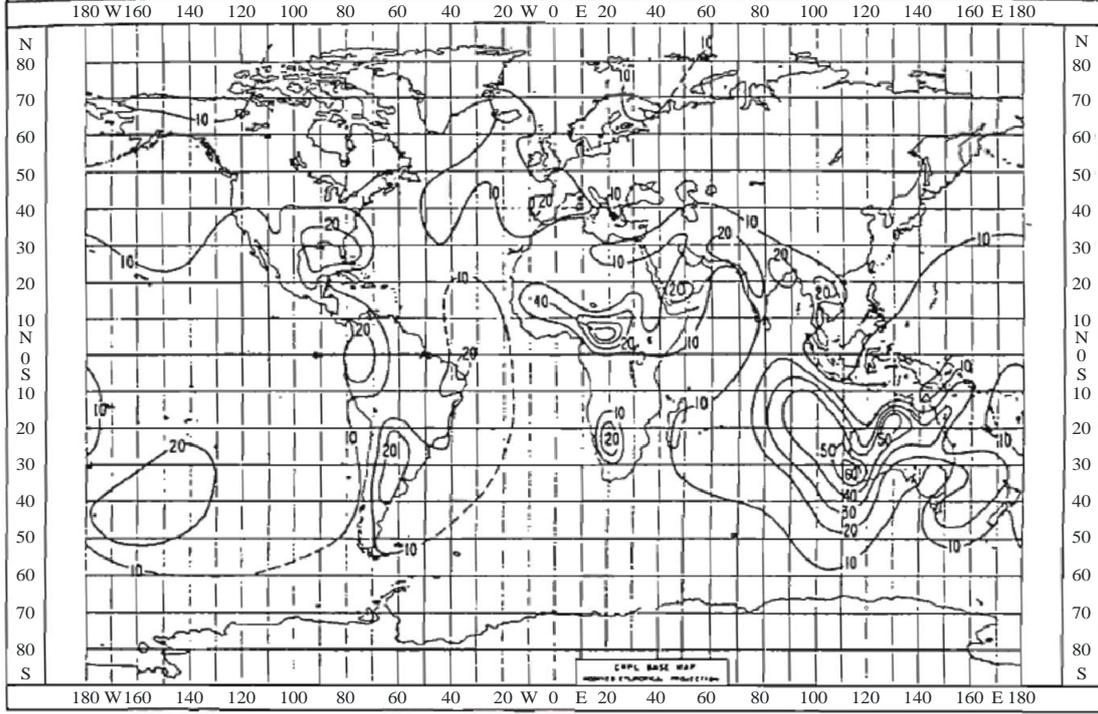
### الشكل 3.3

المدى السنوي للمتوسط الشهري  $N_s$  (مقتبس من: Bean and Dutton, 1966)



## الشكل 4.3

المدى من سنة لأخرى للمتوسط  $N_s$  لشهر فبراير (مقتبس من: Bean and Dutton, 1966)



Radio-Meteo. 03-04

### 6.3 تدرجات الانكسارية

في مجال انتشار الموجات الراديوية، يتسم تدرج الانكسارية الراديوية في الجزء الأسفل من الغلاف الجوي بأهمية أكثر من قيمة الدليل نفسه. وفي الدراسات العامة التي يفترض فيها تشكيل الغلاف الجوي من طبقات أفقية يكون التدرج الرأسي فقط ذا أهمية. ومن باب التقييد الصارم، يكون تدرج الانكسارية دالة مرتبطة بالارتفاع. وما يستخرج من البيانات التجريبية هو عموماً متوسط التدرج  $\alpha$  على سماكة الطبقة  $\Delta h$ ، معرفة في شكل  $\alpha_{\Delta h} = \Delta N / \Delta h$ . وبصرف النظر عن التغيرات الموسمية والإقليمية، تتوقف توزيعات هذه الكمية على الارتفاع  $h$  (قليلاً) وعلى سماكة الطبقة  $\Delta h$ .

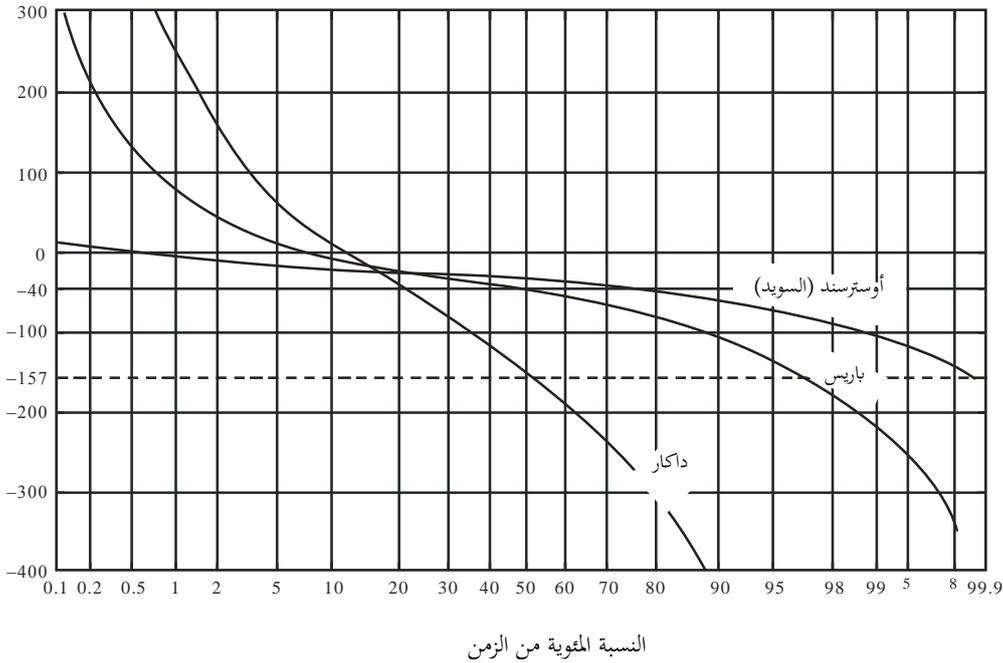
وحتى لو لوحظ تغاير كبير في عرض البيانات المنشورة، فإن أكثر المعلمات شيوعاً هي  $\alpha_{0.1}$ ، متوسط التدرج عبر أول 100 متر، أو  $\alpha_1$ ، متوسط التدرج عبر أول كيلومتر من الغلاف الجوي. والمتوسط الأول هو الأنسب للدراسات المتعلقة بالانتشار في خط البصر، وهو يشتق عموماً من الرصدات باستخدام أدوات منصوبة على برج. والمعلمة الثانية تشتق بسهولة من رصدات السبر الراديوية الروتينية. وهي أكثر تكيفاً مع دراسات الانتشار أرض - طائرة أو أرض - ساتل وكذلك الانتشار عبر الأفق. وتتوفر أيضاً معلمات أخرى، مثل قيم التدرج التي يتم تجاوزها لنسب معينة من الزمن.

#### 1.6.3 نماذج لتوزيع تدرجات الانكسارية

يبين الشكل 5.3، المقتبس من Boithias [1984] كمثال لتوضيح المناقشة أدناه، التوزيع التراكمي الطويل الأجل لتدرج الانكسارية  $\alpha_{0.1}$  عبر أول 100 متر لثلاث محطات ذات خصائص مناخية مختلفة.

## الشكل 5.3

أمثلة لتوزيعات تدرج الانكسارية عبر أول 100 متر (مقتبس من: Boithias, 1984)



Radio-Meteo. 03-05

## 1.1.6.3 النموذج العادي

مهما كان الارتفاع والسماكة، فإنه يمكن تقريباً تقدير الجزء الأوسط من التوزيع بواسطة قانون عادي. وثمة تحليل مفصل لبيانات يابانية [Ugai, 1959؛ Ikegami *et al.*, 1966؛ Akiyama, 1977؛ Sasaki and Akiyama, 1982] يبيّن أن متوسط التوزيع لا يتوقف على السماكة  $\Delta h$  (إلا في الطبقة السطحية) بينما يختلف الانحراف المعياري بوصفه  $\Delta h^{-1/2}$ . ويتعلق تأثير الارتفاع الوحيد بأول 100 متر؛ ويكون متوسط التدرج هناك أقل مما هو في ارتفاعات أعلى، وهو تميز يمكن أن يعزى إلى تكرار حدوث طبقات الانعكاس الليلي. ولسوء الحظ، لا يصف النموذج العادي بشكل صحيح كلا ذيلي التوزيع، الذيل المقابل للتدرجات الإيجابية التي تؤدي إلى الخبو العائق، والذيل الآخر للتدرجات السلبية للغاية مما يؤدي إلى الجريان والانتشار المتعدد المسيرات. ولذلك لا يمكن أن يستخدم هذا النموذج إلا لدراسات أحوال الانتشار العادية.

## 2.1.6.3 النموذج العادي الأسّي

إذا أريد وصف توزيع التدرج الكامل فلا بد من استخدام توزيع مركب. وقد اقترح العديد من النماذج في هذا الصدد. وباستخدام بيانات من اليابان ومن بلدان أخرى في جنوب شرق آسيا، وضع أكيااما وزملاؤه [Ikegami *et al.*, 1968؛ Akiyama, 1977] نموذجاً مركباً لتوزيع عادي (بالنسبة لمعظم قيم التدرج) ودالة أسية (لتدرجات سالبة للغاية)، وتتطابق كلتا الدالتين معاً من أجل  $\alpha = \alpha_p$ . ولذلك فإن دالتي كثافة الاحتمال هما:

$$(17.3) \quad f(\alpha) = \begin{cases} \frac{c}{2} \exp\{c(\alpha - \alpha_m)\} & -\infty < \alpha \leq \alpha_p \\ \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{(\alpha - \alpha_m)^2}{2\sigma^2}\right\} & \alpha_p < \alpha < \infty \end{cases}$$

ويتم الحصول على الاحتمال التراكمي  $F(X) = \Pr\{\alpha \leq X\}$  بتكامل المعادلة (17.3).

$$(18.3) \quad F(\alpha) = \begin{cases} \frac{1}{2} \exp\{c(\alpha - \alpha_m)\} & -\infty < \alpha \leq \alpha_p \\ \frac{1}{2} \left(1 + \operatorname{erf}\left\{\frac{\alpha - \alpha_m}{\sigma\sqrt{2}}\right\}\right) & \alpha_p < \alpha < \infty \end{cases}$$

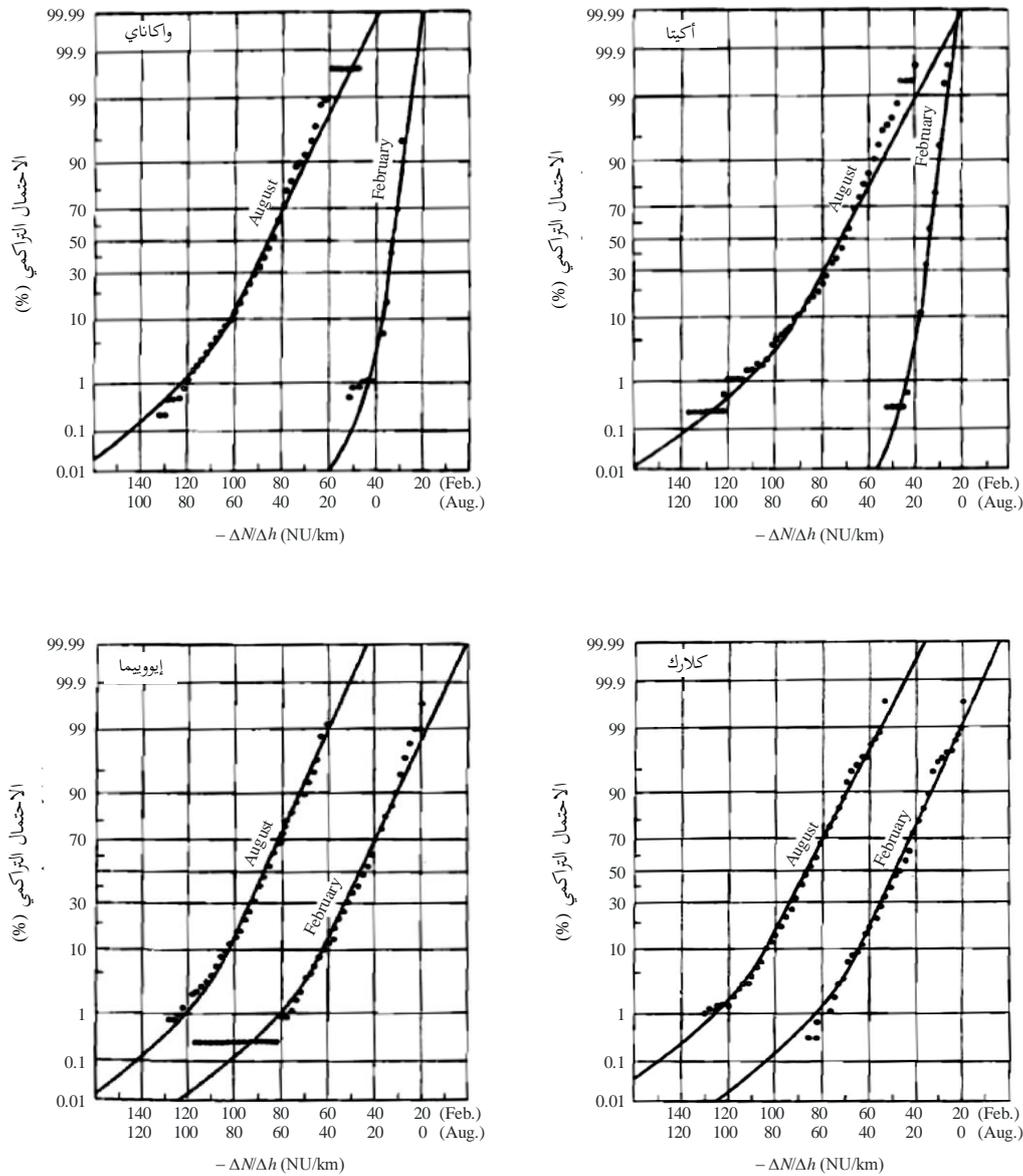
ويتوقف هذا التوزيع المركب على ثلاث معلمات،  $\alpha_m$  (متوسط القيمة المشتركة لكلا التوزيعين) و  $\sigma$  (الانحراف المعياري للتوزيع العادي) و  $c$ ، وكذلك على قيمة  $\alpha_p$ . وتوزيع الكثافة متقطع من أجل  $\alpha = \alpha_p$ ، ولكن الاحتمال التراكمي يجب أن يكون مستمراً في كل مكان. وهذا يؤدي إلى العلاقة:

$$(19.3) \quad c\sigma = -\frac{\ln(2P)}{\sqrt{2}\operatorname{inverf}(2P-1)}$$

حيث  $P = F(\alpha_p)$  و "inverf" هي معكوس دالة الخطأ. (لتعريف "erf"، انظر التوصية ITU-R P.1057). وتشير البيانات التجريبية التي استخدمها الباحثون إلى أن  $P$  لا تختلف كثيراً في أي وقت عن القيمة 0.07. ومثل هذه القيمة الضئيلة  $P$ ، تكاد تتساوى القيمة المتوسطة والانحراف المعياري للتوزيع المركب مع قيمتي المكونة العادية لها،  $\alpha_m$  و  $\sigma$ . وعلاوة على ذلك، يكون التوزيع الطبيعي هو  $\sigma = \alpha_p - 1.48$ . وهكذا يعبر عن تدرج الانكسار بنموذج من معلمتين. ويبين الشكل 6.3 جودة تطابق البيانات.

### الشكل 6.3

أمثلة لتوزيعات تدرج الانكسار متطابقة بواسطة النموذج الآسي (مقتبس من: Akiyama, 1977)



## 3.1.6.3 نماذج أخرى

من شأن النموذج الأسّي - العادي أن يحسّن تمثيل توزيع التدرج للقيم السالبة جداً. ولكن نظراً لوضوح الخروج عن التوزيع العادي في كلا ذيلي التوزيعات التجريبية فإنه لا يمكن أن يتكيف بشكل جيد مع حالات التدرجات الإيجابية.

وقد وضع Zhang [1981] نموذجاً يطابق كامل التوزيع وذلك بإدخال قانونين أسيين من أجل تمثيل انحرافات الذيل عن المعتاد. ويتمثل الاحتمال التراكمي لهذا النموذج في العلاقة:

$$(20.3 \text{ أ}) \quad F(\alpha) = \begin{cases} P_1 \times [(\alpha_1 - \alpha_m)/(\alpha - \alpha_m)]^{p_1} & -\infty < \alpha < \alpha_1 \\ \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left\{ \frac{-(\alpha_1 - \alpha_m)}{\sigma\sqrt{2}} \right\} & \alpha_1 < \alpha < \alpha_2 \\ 1 - P_2 \times [(\alpha_2 - \alpha_m)/(\alpha - \alpha_m)]^{p_2} & \alpha_2 < \alpha < \infty \end{cases}$$

حيث "erfc" هي دالة الخطأ التكميلية.

ومن المتوقع أن يكون الاحتمالان  $P_1$  و  $P_2$  صغيرين بما فيه الكفاية بحيث يكون الانحراف المتوسط  $\alpha_m$  والانحراف المعياري  $\sigma$  للتوزيع المركب في الواقع العملي انحرافين للجزء العادي المركزي للتوزيع. ويتوقف النموذج على ست معلمات  $b_1$  و  $b_2$  و  $P_1$  و  $P_2$  و  $\alpha_1$  و  $\alpha_2$ . ويجب أن تستوفي هذه المعايير الشرطين التاليين:

'1' الاحتمال التراكمي مستمر بالنسبة لكل من  $\alpha = \alpha_1$  و  $\alpha = \alpha_2$ ، أي:

$$(20.3 \text{ ب}) \quad P_1 = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left\{ \frac{-(\alpha_1 - \alpha_m)}{\sigma\sqrt{2}} \right\}$$

$$1 - P_2 = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left\{ \frac{-(\alpha_2 - \alpha_m)}{\sigma\sqrt{2}} \right\}$$

و

'2' يُجعل توزيع النموذج مساوياً للتوزيع التجريبي في مستوي الاحتمال 0,1 في المائة و 99,9 في المائة، أي:

$$(20.3 \text{ ج}) \quad b_1 = \frac{\log(1000P_1)}{\log \frac{\alpha_{0.1} - \alpha_m}{\alpha_1 - \alpha_m}} \quad b_2 = \frac{\log(1000P_2)}{\log \frac{\alpha_{99.9} - \alpha_m}{\alpha_2 - \alpha_m}}$$

وإذا تم اختيار  $P_1$  و  $P_2$  من نقاط التوزيع التجريبي حيث يبدأ بالحدوث الانحراف من التوزيع العادي، عندئذ يُستكمل تحديد النموذج.

والنماذج المعروضة حتى الآن مأخوذة من محاولة مطابقة مع توزيعات تجريبية. وقد اعتمد Schiavone [1981] نهجاً أسلم مادياً. واعتبر أن الأجزاء الثلاثة من توزيع التدرج تعزى لأحوال جوية مختلفة. ويعزى الجزء العادي المركزي من التوزيع إلى نظام مزج هواء رأسي، ويعزى ذيل التوزيع لطبقات الهواء الأفقية. وبما أن الآليات التي تؤدي إلى تدرجات سالبة أو موجبة قوية مختلفة، يكون ذيل التوزيع عموماً غير متناظرين. وتمثل أحوال المزج بواسطة توزيع عادي بقيمة متوسطة  $\mu_m$  وانحراف معياري  $\sigma_m$ . والمشكلة هي تحديد التوزيعات ونسبة الزمن في الأحوال الطبقيّة. ولم ينظر Schiavone إلا في التدرجات الانكسارية فوق المتوسط. وبما أن الأحوال الطبقيّة تتطور من الأحوال المختلطة فقد افترض لتوزيع التدرج الطبقي توزيعاً عادياً له نفس المتوسط  $\mu_m$  وانحراف معياري بقيمة  $\sigma_s$ . ويكون التوزيع الكامل على النحو التالي:

$$(21.3) \quad f(\alpha) = (1 - P^*)N(\mu_m, \sigma_m) + P^* N(\mu_m, \sigma_s)$$

وتشير  $N$  إلى توزيع عادي و  $P^*$  هي النسبة المرتبطة بأحوال طبقات الهواء.

ويتوقف هذا النموذج (الذي لا يمثل حالات فائقة الانكسار) على أربع معلمات هي:  $\mu_m$  و  $\sigma_m$  و  $\sigma_s$  و  $P^*$ . ولدى مقارنة هذا التوزيع المنمذج مع البيانات المتاحة من أمريكا الشمالية، خلّص الباحث إلى أن  $P^*$  و  $\sigma_m$  كانتا ثابتتين نسبياً فيما يتعلق بالموقع والفصل من السنة، في حين تتوقف  $\mu_m$  و  $\sigma_s$  على كليهما.

وقد استخدمت مؤخراً نماذج أخرى لوصف إحصاءات التدرج الرأسي المستقاة من بيانات محددة الموقع. إذ قدم Kvicera و Grabner [2011] مثلاً نموذجاً يجمع بين ثلاثة توزيعات عادية بطريقة مماثلة لما جاء في المعادلة (21.3).

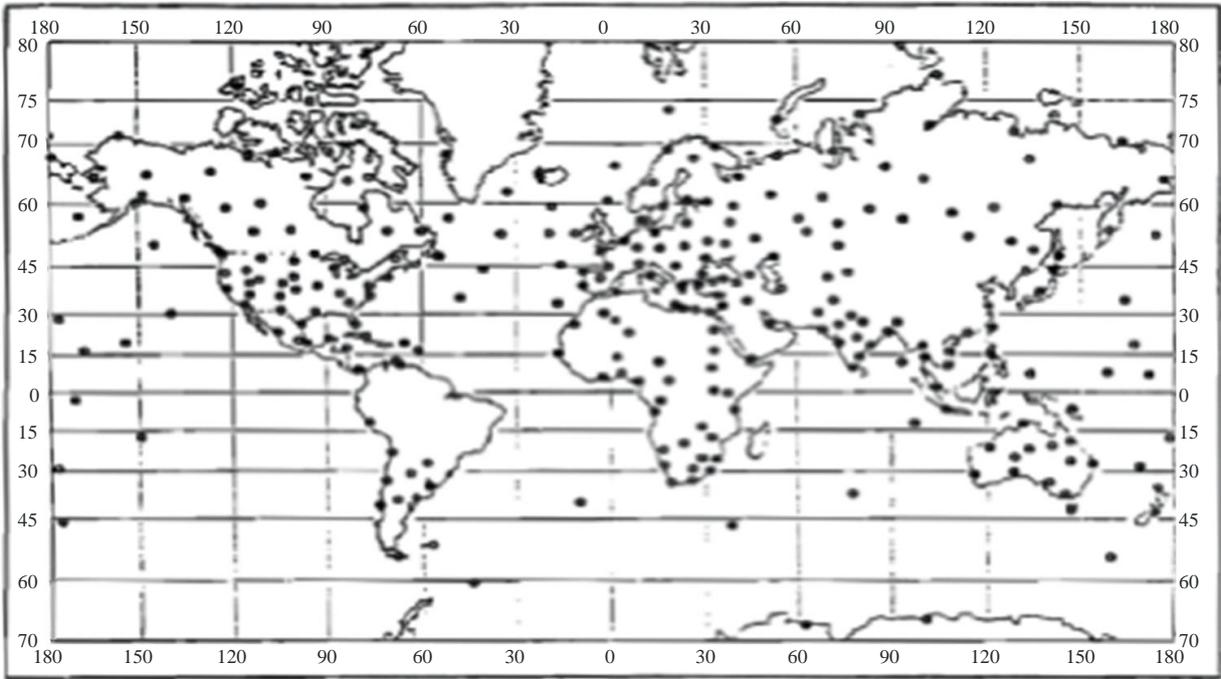
### 2.6.3 المعلومات الإحصائية بشأن تدرجات الانكسارية

يتضح من المناقشة السابقة أن المعايير اللازمة لتحديد توزيع تدرج دليل الانكسار تتوقف على النموذج المستخدم. ومن الأهمية بمكان، بالنسبة لأي نموذج، معرفة الانحراف المتوسط والانحراف المعياري للتدرج، وكلاهما يتوقف على الفصل من السنة وعلى الموقع موضع الاهتمام.

وثمة معلومات على صعيد العالم بشأن المتوسطات الشهرية لتدرج الانكسارية بين سطح الأرض وارتفاع كيلومتر واحد، بناءً على بيانات سبر راديوي طوال خمس سنوات من 268 محطة، قدمها Bean وآخرون [1966]، ومنها اقتبست الأشكال من 4 إلى 7 في التوصية ITU-R P.453. والمواقع الجغرافية للمحطات المستخدمة في هذه الدراسة واردة في الشكل 7.3.

### الشكل 7.3

#### مواقع محطات بيانات $\Delta N$ (مقتبس من: Bean et al., 1966)

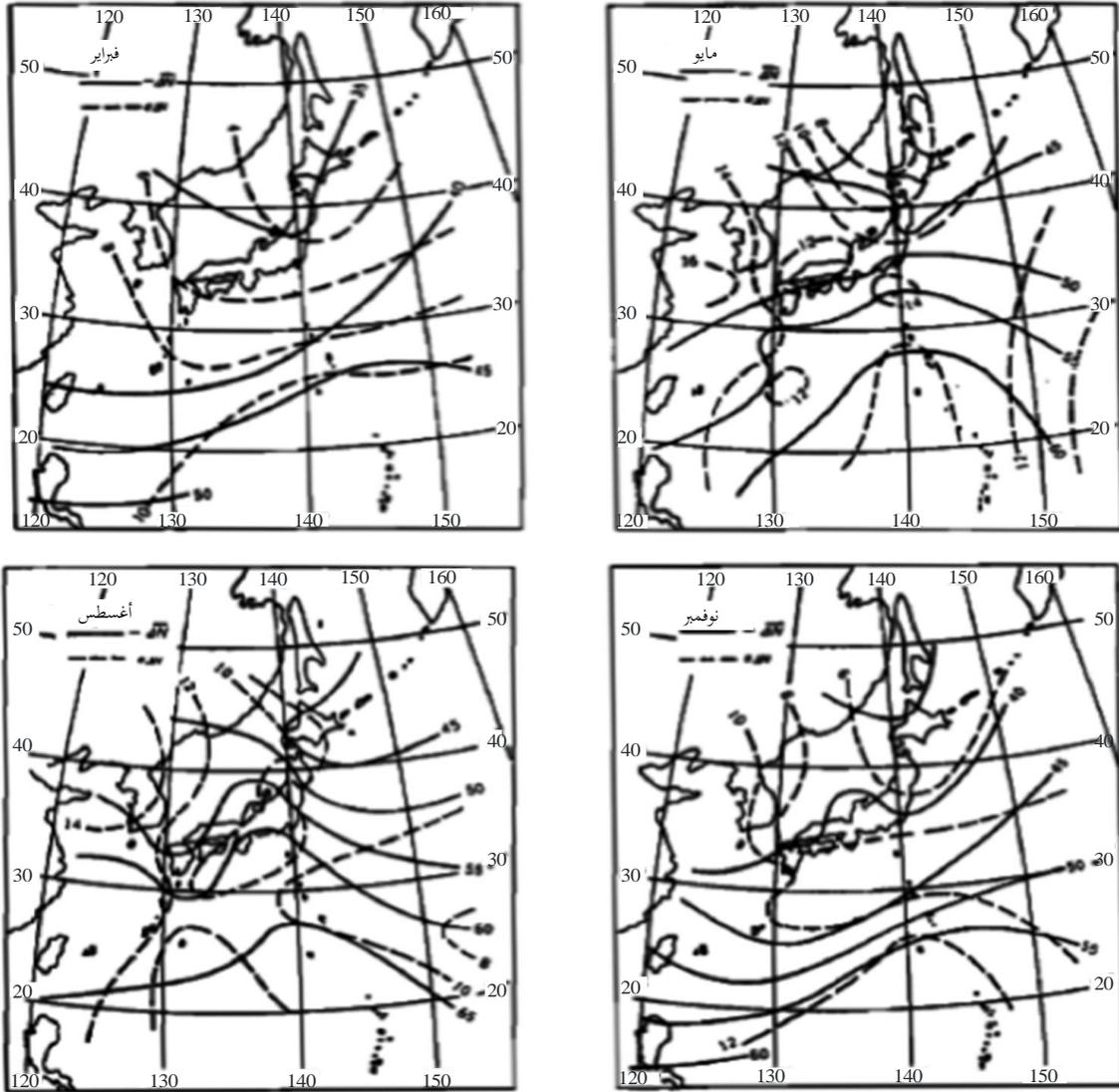


Radio-Meteo. 03-07

ولا يمكن بسهولة الحصول على النتائج بخصوص الانحراف المعياري. وعموماً، فإن البيانات المنشورة تعطي إما النسبة المئوية من الزمن الذي يتم عنده تجاوز تدرج معين، أو التدرج الذي يتم تجاوزه عند نسبة مئوية معينة من الزمن. وتنتمي القيم المختارة عموماً إلى ذيلي توزيع التدرج؛ ومن ثم فإن القياسات ليست دقيقة جداً وقيم تدرجات الانكسار تتوقف على العمليات الجوية (الانكسار دون المعياري والانكسار فوق المعياري) التي تنطوي على تغيرات يومية هامة، في حين لا تتم عمليات السبر الراديوي الروتينية عموماً إلا مرتين في اليوم في أوقات معينة تختلف من محطة لأخرى. ولذلك ليس من الممكن توفير توزيع عالمي لهذه المعلمة. ولكنها متوفرة أحياناً، ولكن على أساس إقليمي؛ وترد في الشكل 8.3، على سبيل المثال، نتائج من اليابان من Akiyama [1977]. ومع ذلك يمكن أن تستخدم المعلومات الموجودة لتقدير أهمية أحوال الانكسار فوق المعياري أو دون المعياري (انظر البند 7.3).

## الشكل 8.3

خارطة أكفة تُظهر متوسط قيم  $\Delta N$  والانحراف المعياري  
(مقتبسة من: Akiyama, 1977)



Radio-Meteo. 03-08

ويتم احتساب توزيع التدرج  $\alpha$ ، على امتداد الكيلومتر الأول، من بيانات السبر الراديوي عموماً. ومن الممكن، بحسب [Ikegami et al., 1968]، استنتاج معلمات البيانات هذه للنموذج الأساسي العادي لأي مدى ارتفاع آخر. وبالنسبة لطبقة سماكتها  $\Delta h$  (km)، يكون لدينا:

$$(22.3 \text{ أ}) \quad \alpha_m(\Delta h) = \alpha_m(1 \text{ km}) \quad \sigma(\Delta h) = \sigma(1 \text{ km}) \sqrt{(1/\Delta h)} \quad (\text{N-units / km})$$

بالنسبة لطبقة مرتفعة.

ويتعين في الطبقة السطحية، أول 100 متر من التروبوسفير، تصحيح هذه العلاقات، ومن ثم تؤدي البيانات اليابانية (مع الحرف الذيلي  $g$  للدلالة على أننا بصدد الطبقة فوق سطح الأرض مباشرة) إلى:

$$(22.3 \text{ ب}) \quad \alpha_{mg}(\Delta h) = \alpha_m(1 \text{ km}) - 28 \quad \sigma_g(\Delta h) = [0,755\sigma(1 \text{ km}) + 3,56] \times \sqrt{(1/\Delta h)} \quad (\text{N-units})$$

وبالطبع فإن صحة هذه العلاقة الأخيرة ليست مضمونة خارج اليابان.

وأخيراً، نُشرت توزيعات تراكمية لدليل الانكسار (كتلك المبينة في الشكل 5.3) للعديد من المحطات. وفي [Bean et al., 1966] تعرض التوزيعات التراكمية  $\alpha_{0,1}$  المستخرجة من عمليات السبر الراديوي بصدد 22 محطة تابعة لمناطق مناخية مختلفة. وقد تتوفر المعلومات استناداً إلى مزيد من المحطات أو القياسات الأكثر دقة بالنسبة لمناطق معينة، مثل كندا [Segal and Barrington, 1977] أو اليابان [Akiyama, 1977] أو المملكة المتحدة [Hall and Comer, 1969] أو الجمهورية التشيكية [Grabner and Kvicera, 2005, 2006, 2011].

### 3.6.3 العلاقة بين الانكسارية على سطح الأرض وتدرج الانكسارية

لوحظ، في كثير من البلدان، وجود علاقة قوية بين المتوسطات الشهرية للانكسارية على سطح الأرض وتدرج الانكسارية في الكيلومتر الأول،  $\alpha_1$  [Lane, 1961; Bean and Dutton, 1966; Akiyama, 1977]. ويرد عرض إجمالي لهذا الأثر في الشكل 9.3 [Bean et al., 1966] يعرض أكفة مُعامل الارتباط بين كلتا المعلمتين. ويبدو أن هذا الارتباط أقوى في المناطق الشفقية والمعتدلة وأضعف في المناطق المدارية والاستوائية. وهكذا، فإن العلاقة لا تلاحظ حيث يكون المناخ حاراً ورطباً، مما يؤدي إلى قيم عالية من الضغط الجزئي للماء. ومن ثم ربما تعزى العلاقة إلى المدى الجاف من الانكسارية، حيث يمكن لمساهمة رطوبة كبيرة أن تحجب الأثر.

وفي المناطق التي فيها علاقة ترابط جيدة، فإن علاقة تراجع من قبيل:

$$(23.3) \quad \alpha_1 = -a \exp(kN_s)$$

تعطي تمثيلاً جيداً للبيانات. وتتوقف المعلمتان  $a$  و  $k$  على المنطقة المناخية. وبالنسبة للولايات المتحدة، يعطي Bean and Dutton [1966] القيمتين:

$$a = 7,32 \quad k = 0,005577$$

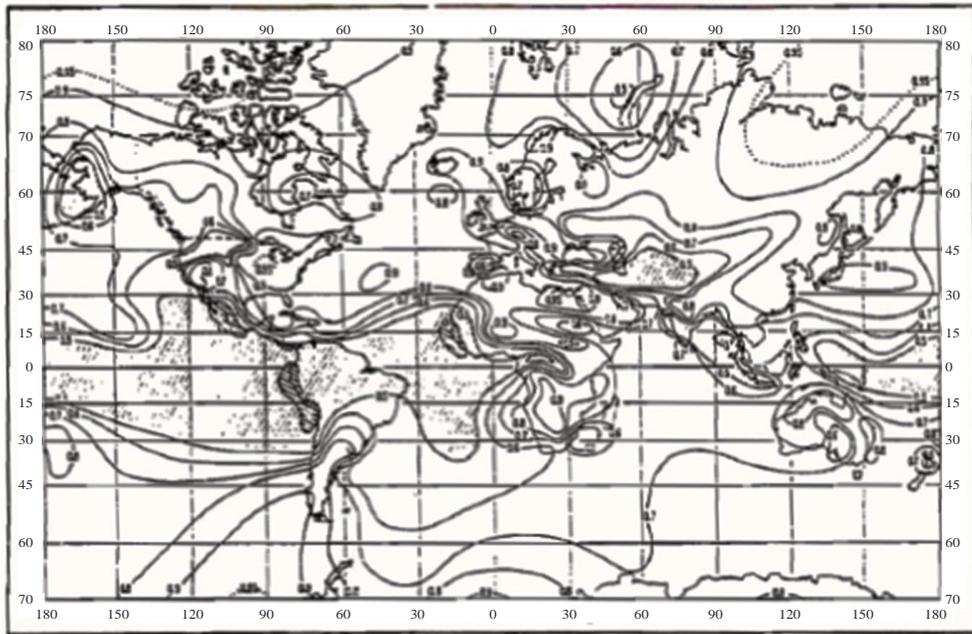
وبالنسبة لليابان، يعطي Akiyama [1977]

$$a = 3,42 \quad k = 0,007576$$

وعلى الرغم من أن أزواج القيم هذه قد تبدو مختلفة تماماً، فإنها لا تؤدي إلى نتائج مختلفة إلى حد كبير، كما هو مبين في الشكل 10.3.

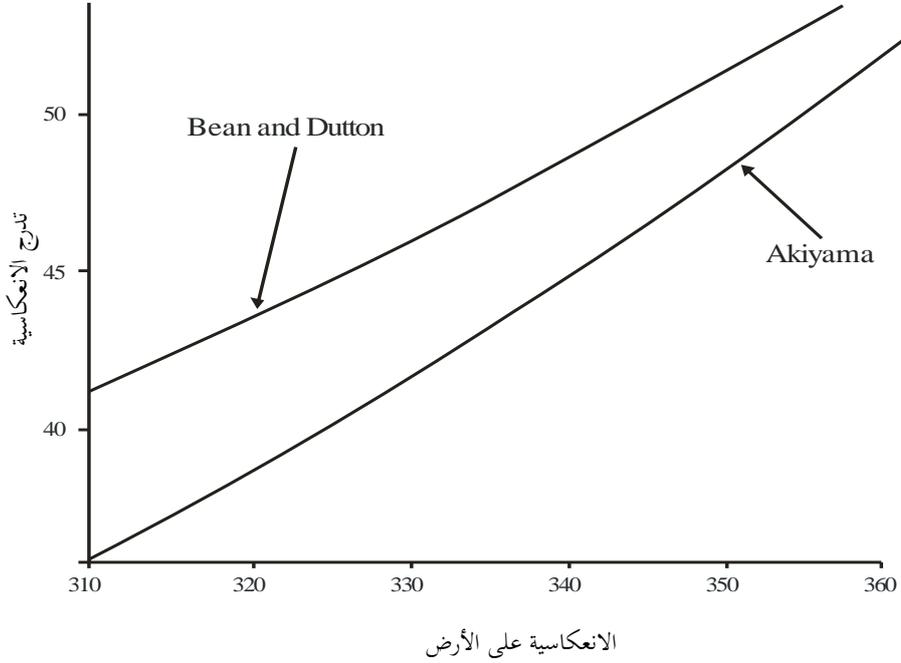
### الشكل 9.3

مُعامل العلاقات  $\Delta N$  و  $N_s$  (مقتبس من: Bean et al., 1966)



## الشكل 10.3

## مقارنة بين منحني التراجع لدى Akiyama و Bean and Dutton



Radio-Meteo. 03-10

## 4.6.3 تدرج الانكسارية المكافئ على طول مسير ما

تتعلق كل المعلومات الواردة في الأقسام السابقة بتدرج الانكسارية في الغلاف الجوي في موقع معين. وعند النظر في موجة راديوية تنتشر في الجو، يلاحظ أن تدرج الانكسارية على طول المسير ليس ثابتاً. ولذلك فإن التأثير على الموجة هو تأثير متوسط تبعاً للحالة الجوية على طول المسير.

ويؤدي هذا الوضع إلى النظر في معلمة جديدة، وهي التدرج المكافئ على طول المسير، الذي يعرف بأنه التدرج في جو له تدرج ثابت من شأنه أن يعطي نفس آثار الانكسار التي يعطيها الجو الحقيقي [Misme, 1960]. ولكن هذه المعلمة ليست محض سمة من سمات الغلاف الجوي، وإنما تعتمد أيضاً على المسير الراديوي. ولذلك سوف يُنظر في الفصل 4 في الطرائق الكمية لتقدير هذه المعلمة. ومع ذلك نتطرق هنا إلى مناقشة نوعية للبحث في هذه الظاهرة.

وثمة نوعان من الظواهر يجب أخذهما في الاعتبار عند النظر في آثار الانكسار في الجو على طول مسير ما. الظاهرة الأولى هي تغير تدرج الانكسارية بتزايد الارتفاع. وقد رأينا أن النموذج الخطي للانكسارية بدائي جداً. وفي النموذج الأسّي، يتناقص التدرج (بمعامل modulus) بتزايد الارتفاع (المعادلة (14.3)). ونتيجة لذلك، فإن القيمة المطلقة للتدرج المكافئ تكون أقل من القيمة المطلقة لتدرج سطح الأرض، ويتوقف التناقص على المسير الدقيق للموجات. وقد تم تحليل هذا التأثير الأول على يد Misme [1960] و Boithias و Misme [1962].

والظاهرة الثانية هي عدم التجانس الأفقي للغلاف الجوي. ففي كثير من الأحيان، لا يكون التدرج الرأسى في الجو ثابتاً على طول المسير. وتتوقف المسافة التي يمكن فيها افتراض تجانس أفقي (نوع من طول الارتباط)، في الواقع، على الحالة الجوية السائدة، وكذلك على جانبية تضاريس الأرض على طول المسير. فقد يكون طول الارتباط لأحوال طبقيّة مثلاً أقصر مما هو لأحوال مختلطة، ويتناقص أكثر من ذلك عندما تصبح جانبية التضاريس جبليّة.

### 7.3 بنى الانكسارية في المقاييس المتوسطة والكبرى

#### 1.7.3 طبقات الجريان - تعريف ورصدا تَجريبية

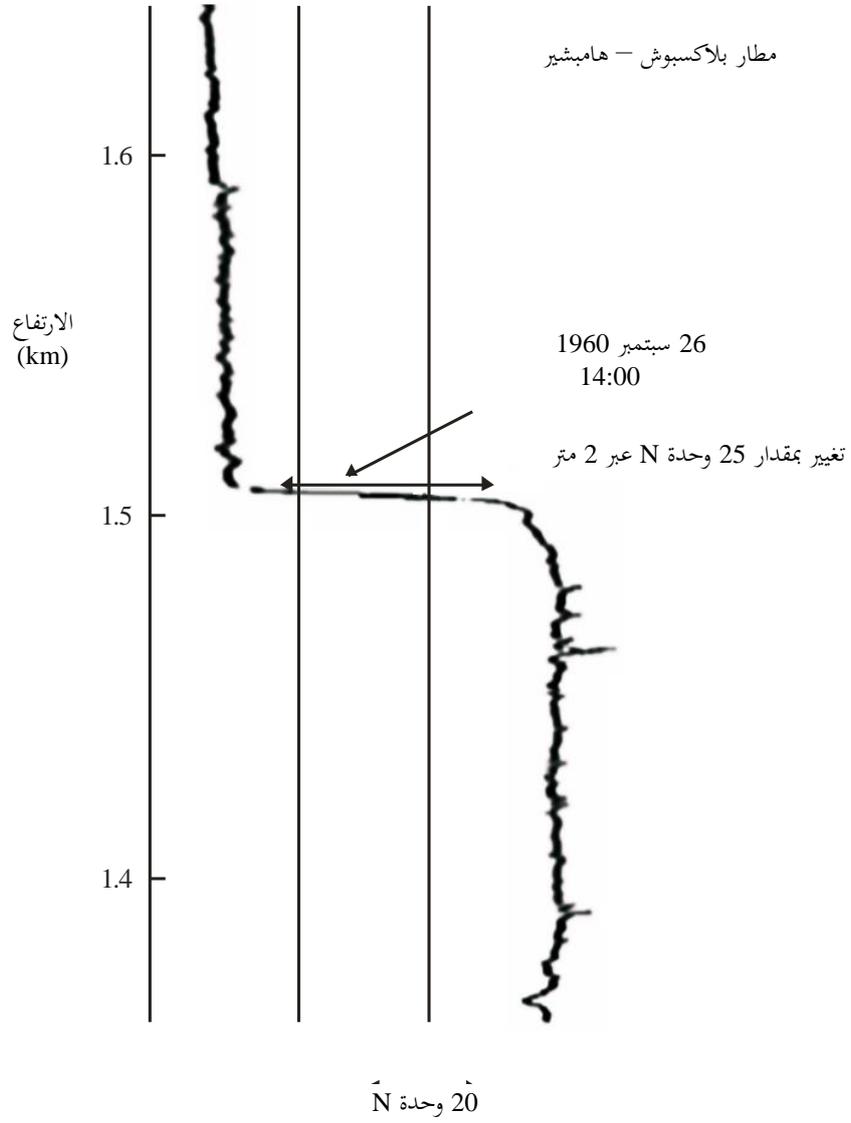
في الأوقات التي يكون فيها الغلاف الجوي غير مستقر من حيث الحرارة الدينامية وفي حالة من المزج المضطرب، لا يختلف تدرج الانكسارية كثيراً عن  $-40$  وحدة  $N$ /كيلومتر. ومع ذلك، وفي حالات أخرى، يمكن أن يكون تدرج الانكسارية مختلفاً تماماً. فعندما تزداد درجة الحرارة بتزايد الارتفاع مثلاً، يمكن أن تستقر طبقات التروبوسفير مما يؤدي إلى طبقات انكسارية، أي وجود طبقات مختلفة جداً من حيث تدرجات دليل الانكسار.

وتدعى الطبقة، التي يكون فيها تدرج الانكسارية أقل من  $-157$  وحدة  $N$ /كيلومتر والمغمورة في منطقة أوسع تنسم بمعدل انحدار دليل انكسار أصغر (معدل الانحدار هو عكس التدرج)، طبقة الجريان. وسوف يرد في الفصل 4 بمزيد من التفصيل وصف انتشار الموجات بوجود هذه الطبقات. وبوجود طبقة من هذا القبيل، يصبح نصف قطر انحناء مسار الموجة أصغر من نصف قطر الأرض، ونتيجة لذلك قد تُحصَر الموجات التي تنتشر شبه أفقياً بين مستويين (وربما يكون المستوى الأدنى هو سطح الأرض).

وتلاحظ طبقات الجريان من سطح الأرض حتى ارتفاعات عدة كيلومترات. ويمكن أن تتراوح سماكتها من بضعة أمتار إلى عدة مئات من الأمتار. وإذا كانت الطبقة محصورة بسطح الأرض عندئذ تسمى مجرى سطحياً، وإلا فتعرف باسم مجرى مرتفع. وتبعاً لعملية تشكيل المجرى، وكذلك تبعاً لارتفاعه فوق سطح الأرض، يمكن أن تمتد طبقات الجريان أفقياً لمسافات تصل إلى عدة مئات الكيلومترات. ويبين الشكل 11.3 مثلاً لمجرى مرتفع ناتج عن هبوط واسع النطاق من الهواء الجاف. وقد أُجري القياس بواسطة طائرة مزودة بمحاسبيس أرصاد جوية. وتم قياس ظاهرة الجريان على مسافة 400 كيلومتر. والشكل 12.3 هو مثال لطبقة جريان في الجزء الأدنى من الغلاف الجوي. وهي ناجمة عن 'تأفق' من الهواء الجاف على سطح البحر كجزء من دورة نسيم البحر، وهي مثال على مجرى سطحي. ومدى طبقة الجريان هو مجرد بضعة كيلومترات في عرض البحر ولكنه أطول بكثير بموازاة الساحل. ويضم الجدول 1.3 بعض الخصائص العامة لمختلف أنواع الجريان.

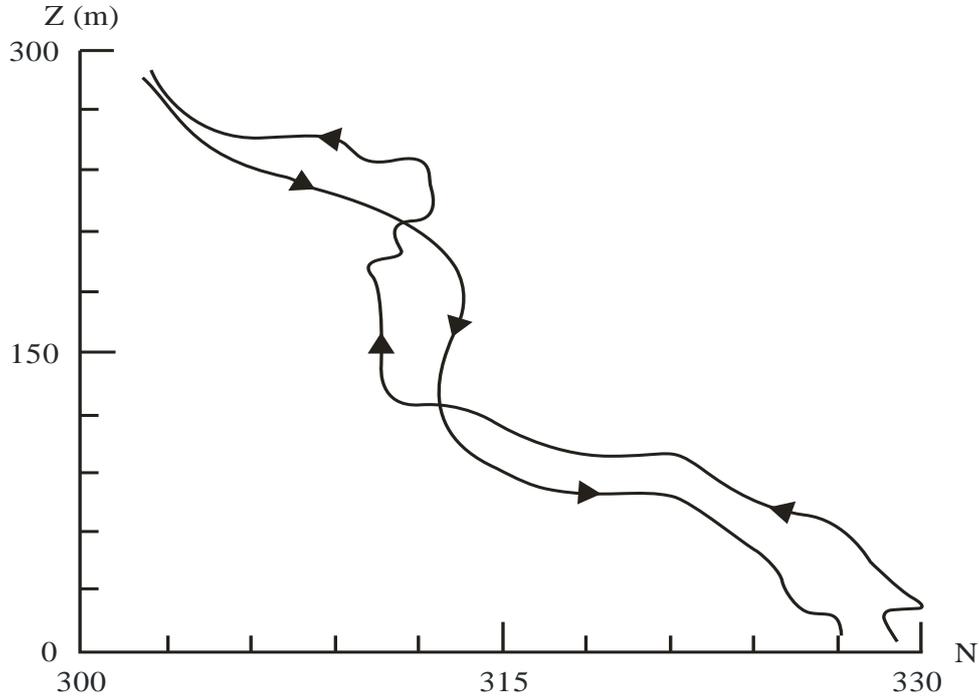
الشكل 11.3

مثال لطبقة انكسار فوق المعباري رقيقة جداً  
(مقتبس من: Lane, 1965)



## الشكل 12.3

جانبيهية انكسار مقيسة من منطاد أثناء حدث متعدد المسيريات  
(مقتبس من: Sylvain et al., 1983)



Radio-Meteo. 03-12

الجدول 1.3  
تصنيف الجريان

نمط الجريان	الاسم	المقياس (المدى والارتفاع)	المدة	البيانات المتاحة
سطحي	تبخر	مقياس كبير، ظاهرة طبقة سطحية ~40 m ارتفاع الطبقة الأقصى	ساعات إلى أيام (قد يكون نهارياً بموازاة الساحل)	مصارف بيانات لجنة الدراسات 3
سطحي أو مرتفع	تأفق - كجزء من أنماط طقس موجزة أو دوران نهارى متوسط المقياس	متوسط المقياس إلى كبير المقياس (~100 km)، ظاهرة ساحلية. حتى ~100 m	نهارياً	قياسات مسابير راديوية ساحلية، قياسات من الطائرات، أبراج
سطحي أو مرتفع	هبوط (مقياس متوسط)		نهارياً	بيانات مسابير راديوية وبيانات طائرات
مرتفع	هبوط (مقياس كبير)		حتى بضعة أيام	بيانات مسابير راديوية وبيانات طائرات
سطحي	تبريد إشعاعي (مقياس متوسط - كبير)		نهارياً	مسابير راديوية
مرتفع	نظم جبهوية		1-4 ساعات	مسابير راديوية

المقاييس: مقياس متوسط: 10 - 300 km  
مقياس كبير: 300 - 3000 km  
مقياس عالمي: < 3000 km.

## 1.1.7.3 نمذجة الجريان

على افتراض تقريب البصريات الهندسية لانتشار الموجات الراديوية، تحتسب مسارات الشعاع بموجب قانون Snell-Descartes. وفي هندسة مستوية للأرض وغلاف جوي طبقي (يتوقف دليل الانكسار على الارتفاع  $h$  فقط) تكون معادلة الشعاع هي:

$$(24.3) \quad n(h) \sin \alpha = \text{const.}$$

حيث  $\alpha$  هي زاوية الشعاع مع المحور الرأسي. وفي الهندسة الكروية، يتعين الاستعاضة عن هذه العلاقة بصيغة Bourguer:

$$(25.3) \quad n(r) r \sin \alpha = \text{const.}$$

حيث  $r$  هي المسافة من مركز الأرض.

ولدينا العلاقة  $r = R + h$  (حيث  $R$  هي نصف قطر الأرض) و  $n = 1 + 10^{-6} N$ . فإذا كان  $h \ll R$ ، يمكننا تقريب المعادلة (25.3) كما يلي:

$$(25.3) \quad [1 + 10^{-6} N(h)] (R + h) \sin \alpha \approx R [1 + h/R + 10^{-6} N(h)] \sin \alpha = \text{const.}$$

وهذه العلاقة ماثلة للمعادلة (24.3) بعد التعويض:

$$(26.3) \quad m(h) = n(h) + h/R = 1 + 10^{-6} M(h)$$

حيث  $m(h)$  هو دليل الانكسار و  $M(h)$  هو معامل modulus الانكسار. ويظهر من المعادلة 26.3 أن انتشار الموجة بالقرب من الأرض الكروية بجانبية انكسارية قدرها  $N(h)$  يكافئ انتشارها فوق الأرض المستوية بجانبية انكسارية قدرها  $M(h)$ . وعلى أساس قيمة 6 370 km لنصف قطر الأرض، لدينا:

$$(26.3) \quad M(h) = N(h) + 157h \quad \text{حيث } h \text{ مقدره بالكيلومترات}$$

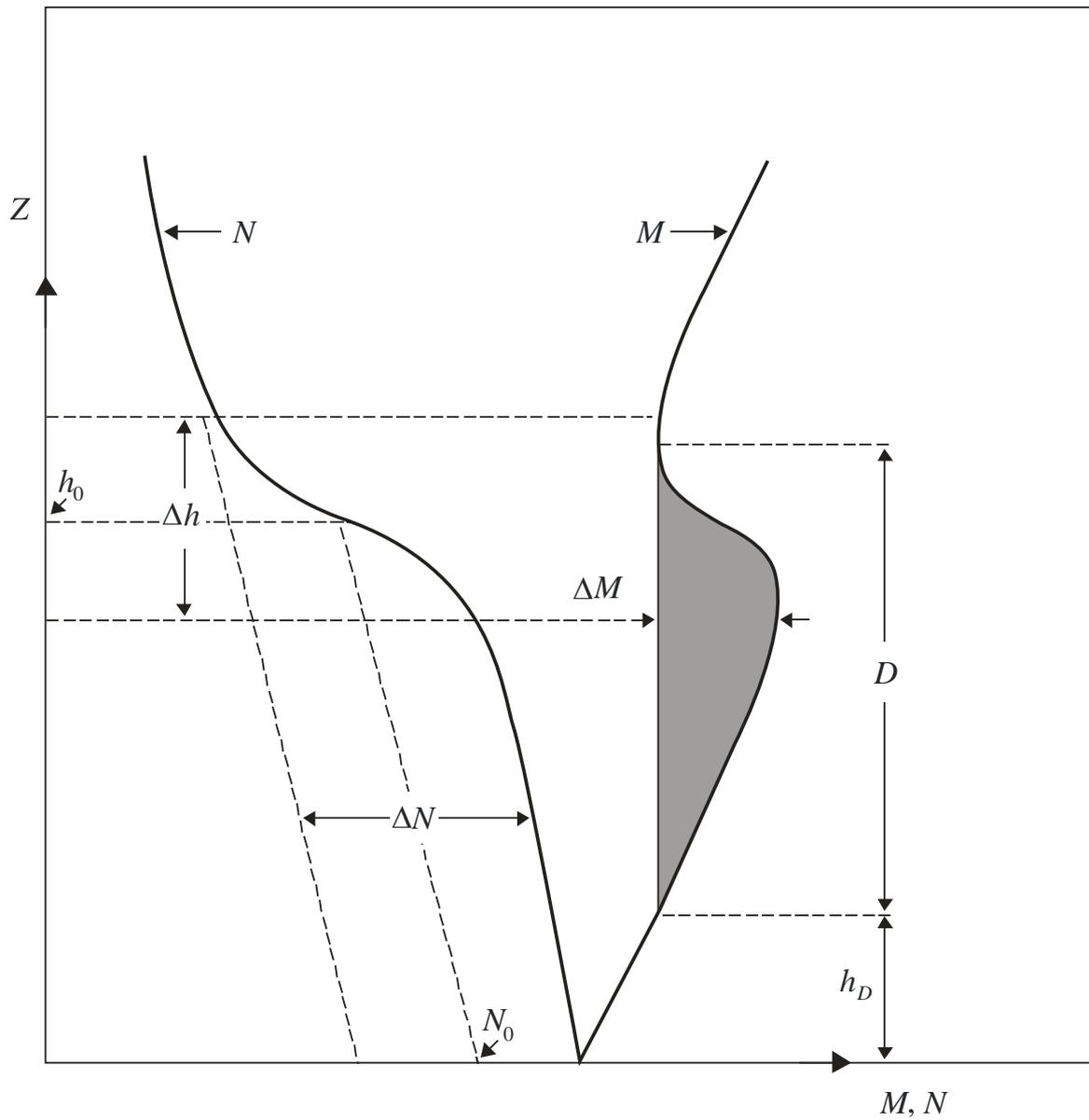
وفي الظروف العادية لانتشار يزداد معامل modulus الانكسار بتزايد الارتفاع. ولا يتناقض بتزايد الارتفاع إلا إذا كانت  $dN/dh$  أقل من 157 وحدة / km، أي ضمن طبقات الجريان.

ويبين الشكل 13.3 العلاقة بين جانبيات  $N$  و  $M$ ، المقدمة لنفس الحالة. وتظهر جانبية الانكسارية بوضوح طبقة الجريان، التي تتميز بارتفاع  $h_0$ ، وسماكة  $\Delta h$ ، وشدة  $\Delta N$ . وتظهر الجانبية  $M$  طبقة الجريان ولكن كذلك المجرى المرتبط بها، الذي يحده من الجانب العلوي سطح طبقة الجريان ومن الجانب السفلي الارتفاع الذي يكون فيه معامل modulus الانكسار نفس القيمة (أو سطح الأرض). ولذلك فإن سماكة المجرى  $D$  أكبر من سماكة طبقة الجريان. والخصائص الأخرى للمجرى هي ارتفاعه  $h_D$ ، وارتفاع الحد الأدنى من المجرى، وشدة المجرى  $\Delta M$ .

ويعتبر المجرى مرتفعاً عندما يكون حده الأدنى سطح الأرض. ويكون ارتفاع المجرى  $h_D$  عندئذ هو ارتفاع حده الأدنى. وفي حالات أخرى، يعتبر المجرى سطحياً، ويكون حده الأدنى سطح الأرض؛ ولكن الحد الأدنى لطبقة الجريان المرتبطة يمكن أن يكون فوق سطح الأرض (الشكل 14.3).

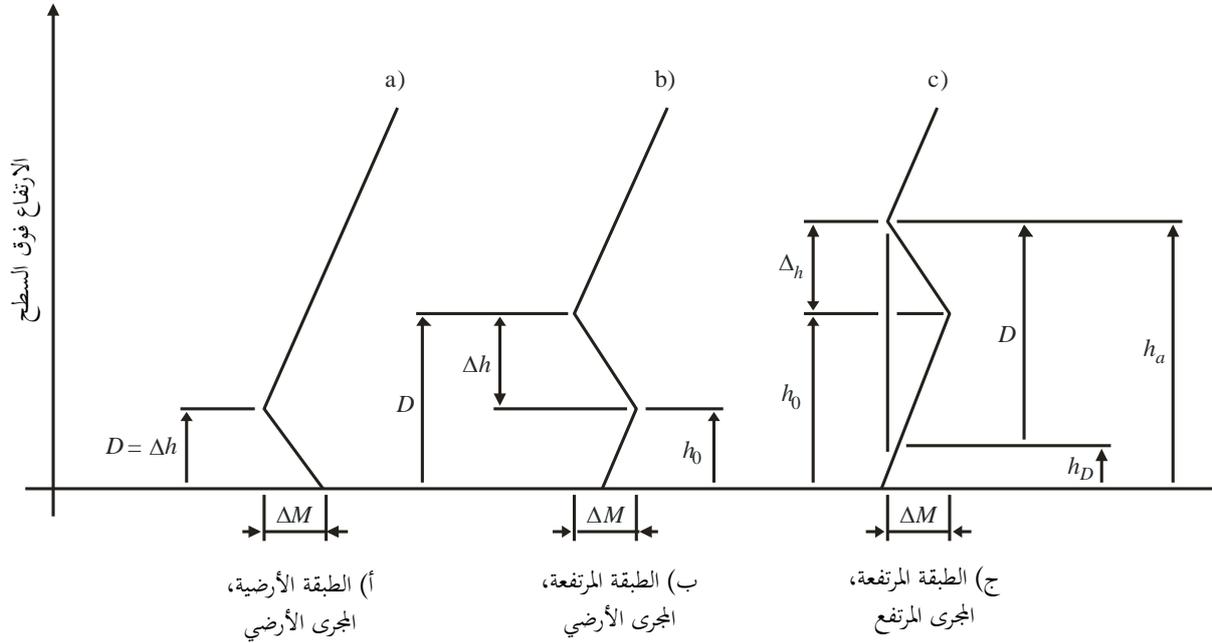
## الشكل 13.3

التقابل بين تمثيل طبقتي الجريان M و N  
(مقتبس من: Webster, 1982)



## الشكل 14.3

معلومات المجاري المرتفعة والسطحية  
(مقتبس من: Dougherty and Dutton, 1981)



Radio-Meteo. 03-14

ولتمكين القيام بدراسات تحليلية أو عددية للانتشار في وجود المجاري، تتم نمذجة جانبيات الانكسارية الحقيقية بواسطة دالات تحليلية بسيطة. وحالما يقع الاختيار على نموذج ما، من الممكن بواسطة التعاملات الجبرية أن تُنسب معاملات تمثيل  $N$  إلى معاملات تمثيل  $M$  والعكس بالعكس. ويتكون أبسط نموذج استخدم على نطاق واسع جداً من جانبيات انكسارية خطية من ثلاثة أجزاء، كما هو مبين في الشكل 14.3. وما يؤخذ على هذا النموذج هو إدخال انقطاعات غير واقعية في تدرج الانكسارية، مما يمكن أن يؤدي إلى نتائج غير مرضية لدى استخدام بعض البرامج العددية لتتبع الأشعة. وللحفاظ على تدرج انكسارية مستمر، عمد Webster [1982] إلى استخدام نموذج ظل القوس الذي تعطي فيه الانكسارية بالعلاقة:

$$(27.3) \quad N(h) = N_0 - kh + \frac{\Delta N}{\pi} \arctan \left[ \frac{12.63(h-h_0)}{\Delta h} \right]$$

وفي هذا النموذج، كما في الشكل 13.3، هي  $N_0$  هي الانكسارية على سطح الأرض و  $k$  هي معدل هبوط الانكسارية في الخلفية. وتتميز طبقة الجريان، التي تمتد نظرياً إلى ما لا نهاية، بارتفاع  $h_0$ ، (ارتفاع مركز الطبقة)، وشدة  $\Delta N$  وسماكة  $\Delta h$ ، المعرفة بأنها مدى الارتفاع (مركزه  $h_0$ ) الذي يحدث على امتداده 90 في المائة من تباير الانكسارية  $\Delta N$ . وقد تبين أن من الممكن مطابقة الجانبيات التجريبية بواسطة المعادلة (27.3)، وذلك بتراكب عدة طبقات من هذا النمط [Claverie and Klapisz, 1985].

## 2.1.7.3 إحصاءات الجريان

إن ما يثير الاهتمام في دراسات الانتشار هو الوصف الإحصائي لطبقات الجريان. ويشمل هذا الوصف مثالياً احتمال حدوثها، إلى جانب تغيراتها المنتظمة (اليومية والموسمية) والوصف الإحصائي لخصائصها (الارتفاع والسماكة والشدة، وربما تكون هذه الكميات مترابطة) والوصف الإحصائي لمداها الأفقي.

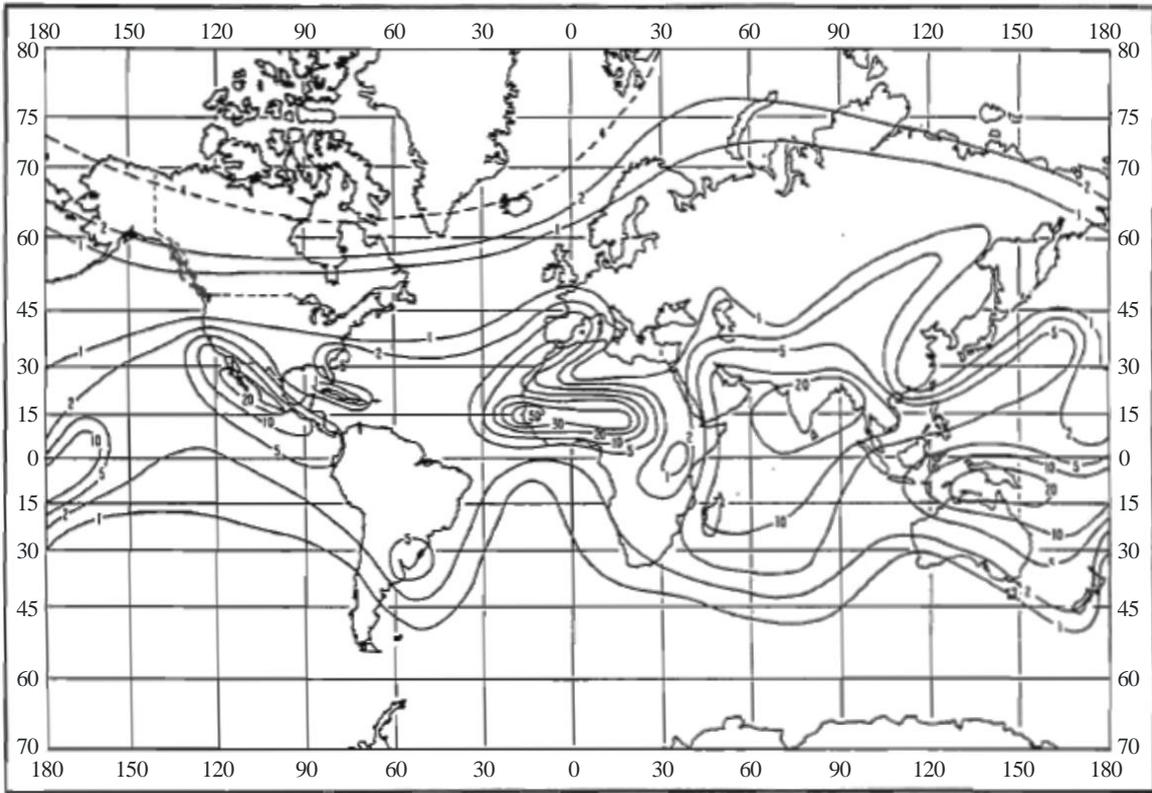
وفي الواقع، إن معرفتنا بإحصاءات الجريان محدودة نوعاً ما. ويرجع ذلك إلى محدودية بيانات المسابير الراديوية، وهي المصدر الوحيد للمعلومات على صعيد العالم. وتخضع هذه البيانات لقيود فيما يتعلق بالدقة التي يمكن بها تقدير تدرجات الانكسارية (البند 3.9.3). فهي لا تعطي سوى متوسط التدرجات عبر مدى من الارتفاعات، ومن ثم تفوتها طبقات الجريان الرقيقة جداً

والمكثفة. وهي لا تُجمع عادة سوى مرتين يومياً في أوقات معينة، ومن ثم يمكن أن تؤدي إلى وصف إحصائي قد لا يعكس الاختلافات اليومية على نحو وافٍ. وأخيراً فإن محطات القياس متباعدة جداً بحيث لا تعطي معلومات عن امتداد المجاري. وفي بعض الحالات، توفر التجارب الأكثر تحديداً وصفاً أفضل للمجاري ولكنها قابلة للتطبيق محلياً فقط.

ومن الممكن تكوين فكرة إجمالية عن حدوث المجاري السطحية من الأشكال 15.3 إلى 18.3 [Bean et al., 1966] التي تعطي، بناءً على بيانات المسابير الراديوية المستخلصة من 99 محطة، النسب المئوية من الوقت التي يكون فيه التدرج  $\alpha_{0.1}$  أقل من 157- وحدة km/N. وترد في الأشكال 8 إلى 11 في التوصية ITU-R P.453 النسب المئوية من الوقت التي يكون فيها التدرج  $\alpha_{0.1}$  أقل من 100 وحدة km/N. وفي الحالة الثانية، هنالك بالضرورة طبقة جريان في الأمطار المائة الأولى من الغلاف الجوي، وهي في الحالة الأولى محتملة ولكنها ليست مؤكدة. والمعلومات التي تستند إلى عدد أكبر من محطات المسابير الراديوية متاحة لمناطق مختارة مثل كندا [Segal and Barrington, 1977] أو الهند [Majumdar et al., 1977].

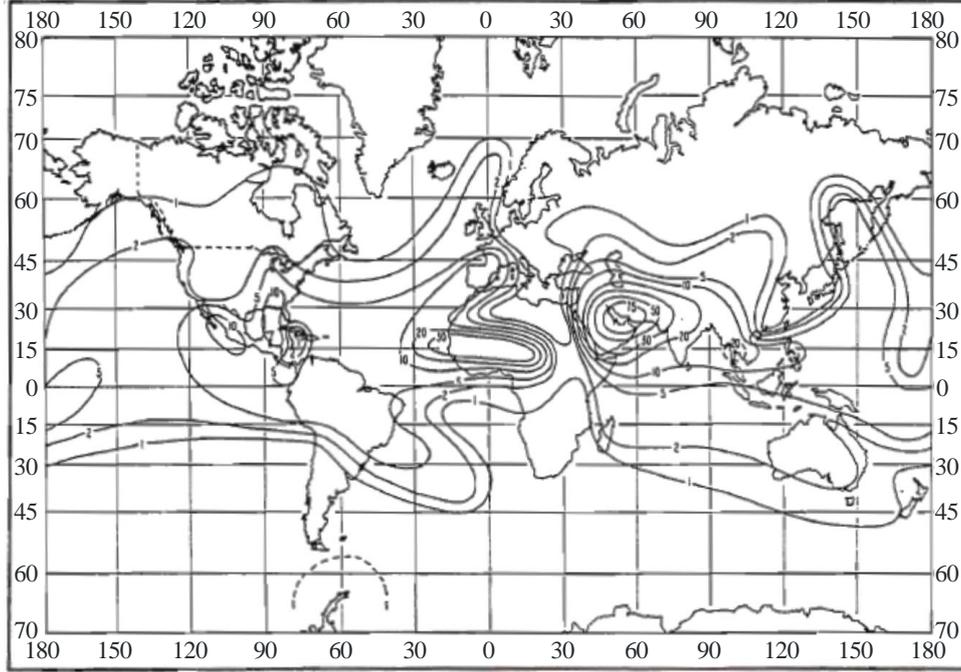
### الشكل 15.3

النسبة المئوية من الوقت الذي يكون فيه التدرج  $\geq 157$  km/N - فبراير  
(مقتبس من: Bean et al., 1966)



الشكل 16.3

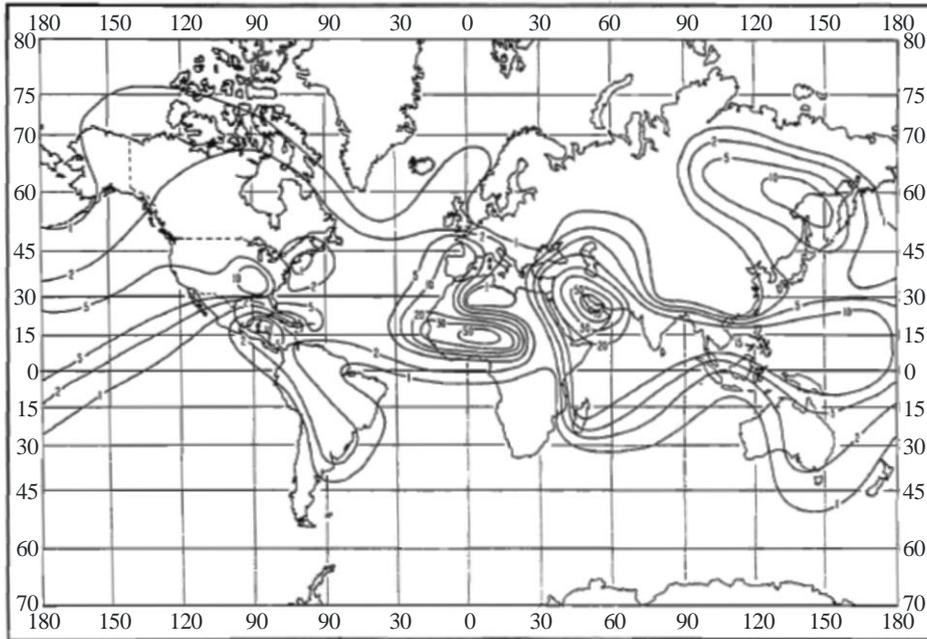
النسبة المئوية من الوقت الذي يكون فيه التدرج  $\geq 157$  km/N - مايو  
(مقتبس من: Bean et al., 1966)



Radio-Meteo. 03-16

الشكل 17.3

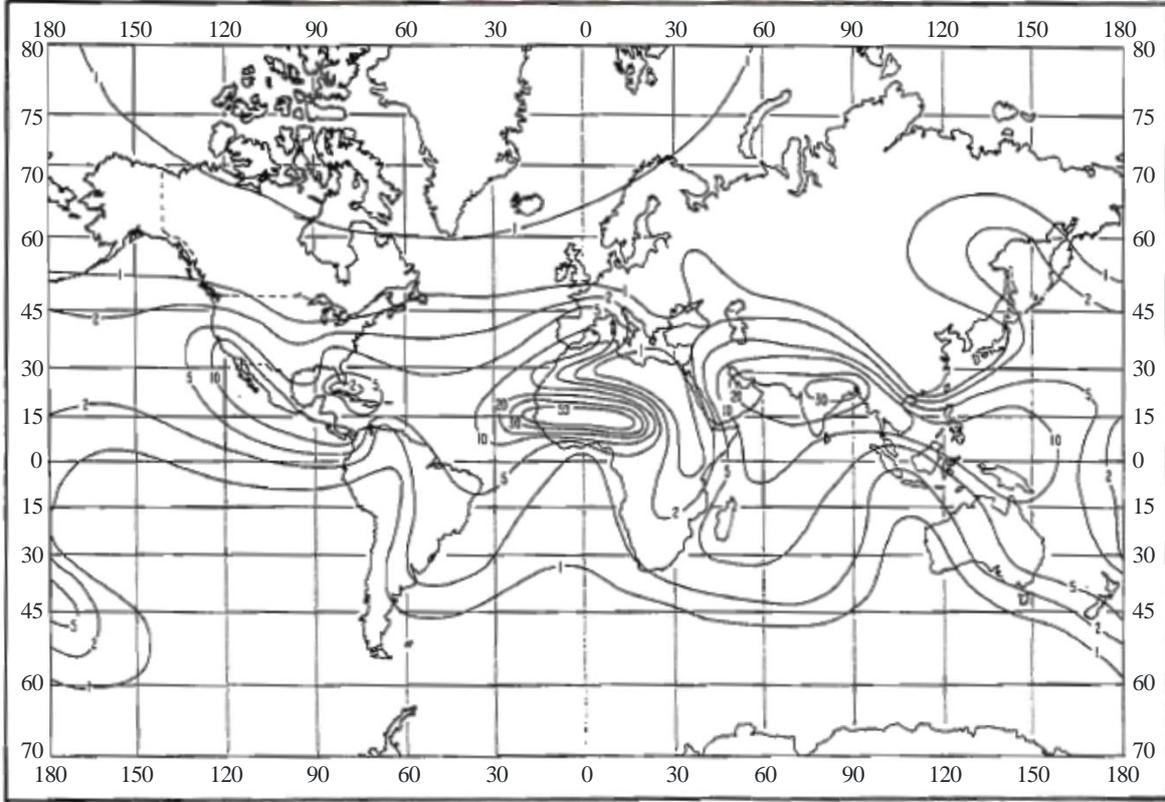
النسبة المئوية من الوقت الذي يكون فيه التدرج  $\geq 157$  km/N - أغسطس  
(مقتبس من: Bean et al., 1966)



Radio-Meteo. 03-17

## الشكل 18.3

النسبة المئوية من الوقت الذي يكون فيه التدرج  $\geq 157 \text{ km/N}$  - نوفمبر  
(مقتبس من: Bean et al., 1966)

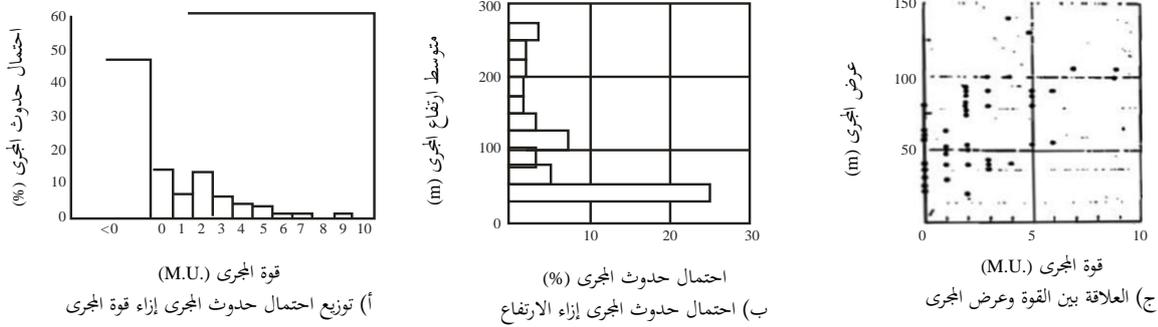


Radio-Meteo. 03-18

ويمكن أيضاً إستقاء المعلومات عن أحوال حدوث طبقات الجريان من نماذج تدرج الانكسارية الموصوفة في البند 6.3 للمناطق التي تعرف بالنسبة لها معلمات هذه النماذج، انظر مثلاً [Grabner and Kvicera, 2011].

ومن ناحية أخرى، فإن المعلومات الدقيقة عن التوزيع المشترك لارتفاع طبقات الجريان وسماكتها وكثافتها نادرة جداً. وقد نشرت بعض البيانات من اليابان [Ikegami et al., 1966] المستمدة من أسبوعين من القياسات المستمرة من برج ارتفاعه 300 متر. وبعض نتائج هذه الدراسة معروضة في الشكل 19.3. ويبين الشكل 19.3 أ توزيع كثافة الجري  $\Delta M$ ؛ والكثافات العالية أقل تواتراً. ويعرض الشكل 19.3 ب توزيع ارتفاع الجري: يحدث الاحتمال الأقصى في أول 50 متراً من الغلاف الجوي. وفوق هذا الارتفاع، يتناقص الحدوث ببطء حتى 120 متراً، وهو ثابت تقريباً من ذلك الارتفاع حتى 280 متراً. وفيما يخص العلاقات بين خصائص الجري، يبدو أنه ليس هنالك من ارتباط كبير بين متوسط الارتفاع وكثافة الجري، ولكن هناك ارتباط جيد بين كثافة الجري وسماكته (الشكل 19.3 ج). ويمكن استخدام هذه العلاقات لاستقراء النتائج المستقاة في منطقة معينة وتطبيقها على مناطق أخرى لها سلوك مناخي مختلف.

## الشكل 19.3

إحصاءات معلمات طبقات الجريان  
(مقتبس من: Ikegami et al., 1966)

Radio-Meteo. 03-19

وقد مكنت خطوات التقدم في تكنولوجيا الحاسوب من تيسير تنفيذ نماذج التنبؤ العددي بالطقس المتوسط النطاق في حواسيب متواضعة الحجم. وتتمخض هذه النماذج عن بيانات الرطوبة ودرجة الحرارة والضغط عبر حجم معين وإطار زمني معين، ومن ثم يمكن استخدامها للدلالة على التغيرات في الانكسارية الراديوية وللتعمق في فهم الآليات الفيزيائية التي تفضي إلى حدوث المجاري واستمرارها. وقد تحتاج الاستبانة الرأسية لهذه النماذج إلى مزيد من الصقل، ومع ذلك يمكن بذل بعض المحاولات لتقصي العلاقات بين معلمات المجاري لمناطق مناخية مختلفة. وتعطي النماذج دلالة جيدة على التغيرات في حدوث المجاري لمنطقة معينة وهي مفيدة جداً في تصميم حملة تجريبية تهدف إلى اعتيان التغيرات في بنية المجاري في المنطقة. وهكذا يمكن الحصول على إحصاءات جريان أكثر تفصيلاً لمنطقة متوسط المقياس.

## 2.7.3 الأحوال الانكسارية دون المعيارية

التدرج المعياري للانكسارية هو  $40-N$  وحدة كيلومتر. وتدعى الأحوال التي يكون فيها التدرج أكبر من هذه القيمة (أي أقل سلباً أو حتى موجباً) الأحوال الانكسارية دون المعيارية. وفي مسير شبه أفقي، يؤدي الانكسار دون المعيارية إلى اقتراب مسار الموجة من الأرض. وفي الحالات القصوى، إذا كان هناك عائق (تلة مثلاً) على امتداد الوصلة، فقد ينخفض مستوى الإشارة المرسله بشدة بسبب الانعراج؛ ويدعى هذا الحدث خبو العائق، وسوف ينظر فيه من وجهة نظر الانتشار في الفصل 4.

وللتنبؤ بالأثر المحتمل لخبو العائق على وصلة معينة، يحتاج الأمر إلى معلومات عن حدوث الأحوال الانكسارية دون المعيارية، أي عن الذيل الإيجابي لتوزيع تدرج الانكسارية.

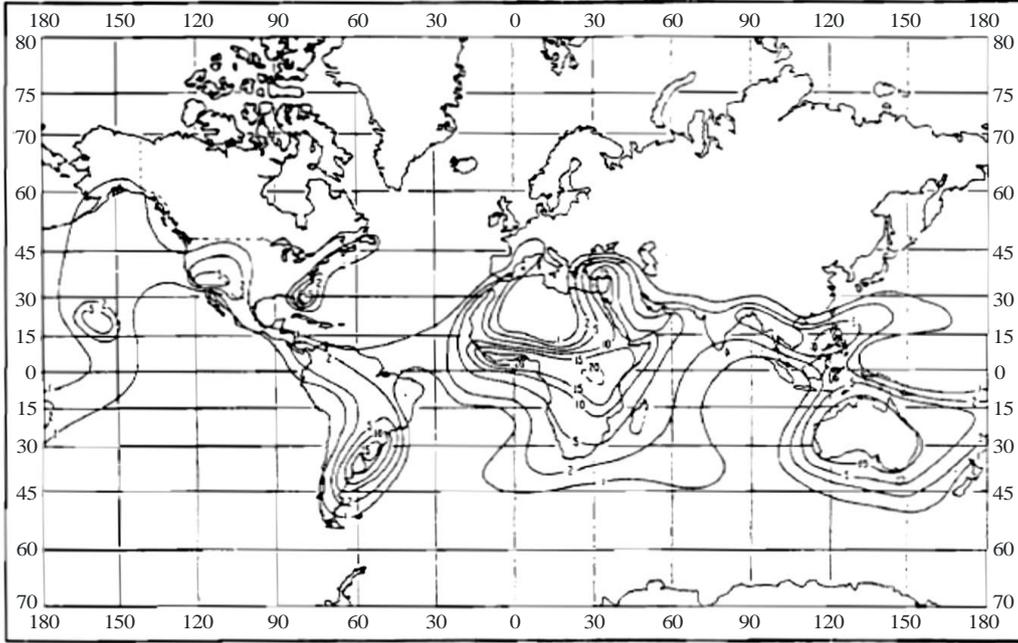
## 1.2.7.3 إحصاءات الأحوال الانكسارية دون المعيارية

تبعاً للخصائص التي تتسم بها وصلة معينة، قد يحدث خبو العائق بالنسبة لقيم مختلفة من تدرج الانكسارية. وثمة دلالة على صعيد العالم عن الآثار المحتملة بسبب الانكسار دون المعيارية يمكن استبانتهما من الأشكال 20.3 إلى 23.3 التي تعطي أكفة حدوث تدرج انكسارية إيجابي في أول 100 متر من الغلاف الجوي.

ويمكن إجراء تقديرات أكثر دقة عندما يعرف كامل توزيع التدرج.

## الشكل 20.3

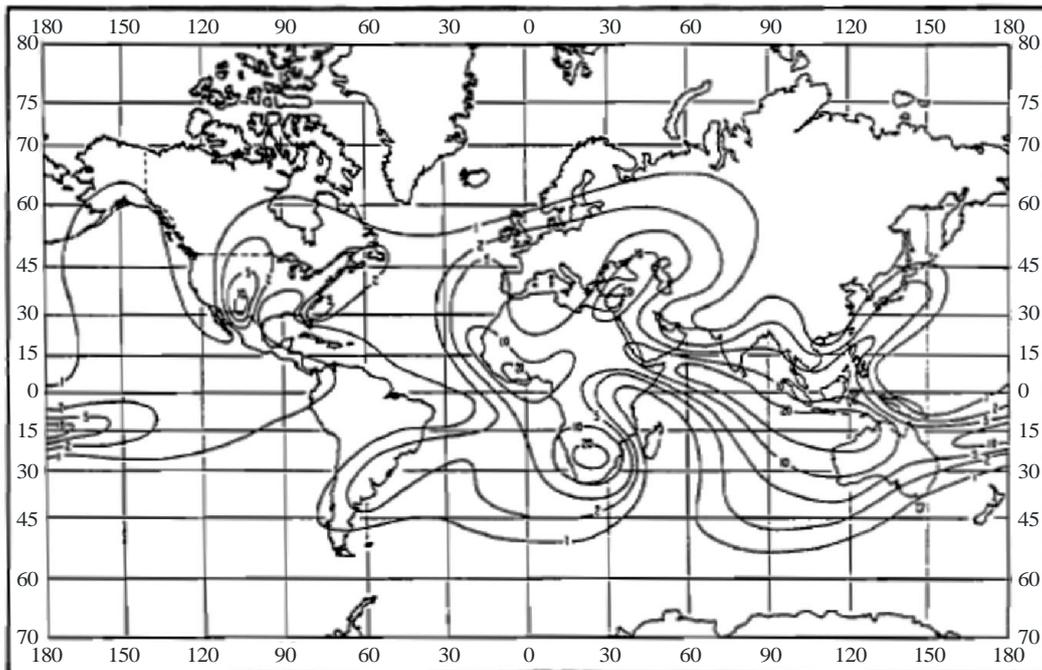
النسبة المئوية من تدرج الزمن  $0 \leq \text{km}/N$  - فبراير  
(مقتبس من: Bean et al., 1966)



Radio-Meteo. 03-20

## الشكل 21.3

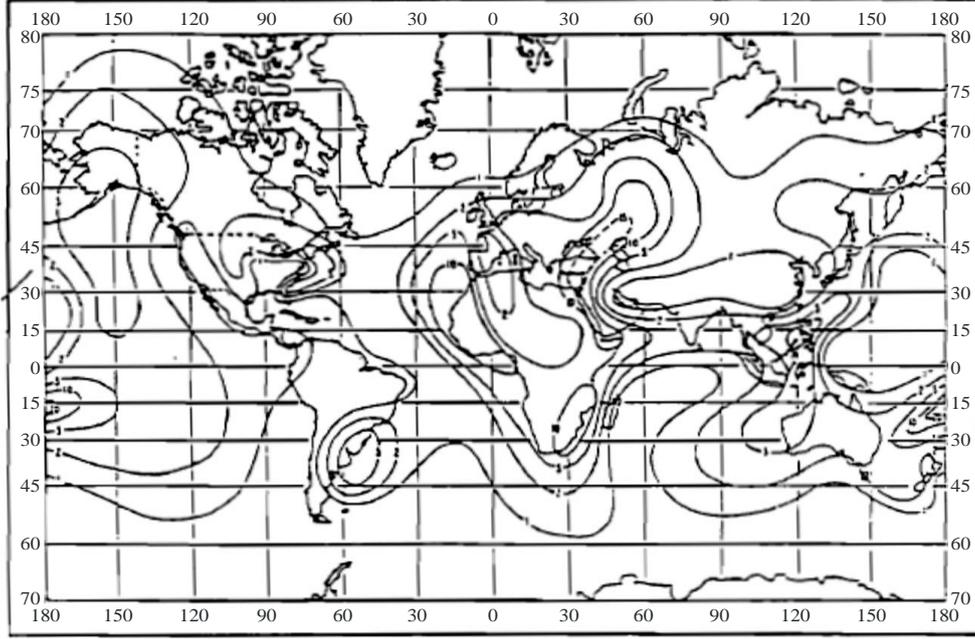
النسبة المئوية من تدرج الزمن  $0 \leq \text{km}/N$  - مايو  
(مقتبس من: Bean et al., 1966)



Radio-Meteo. 03-21

الشكل 22.3

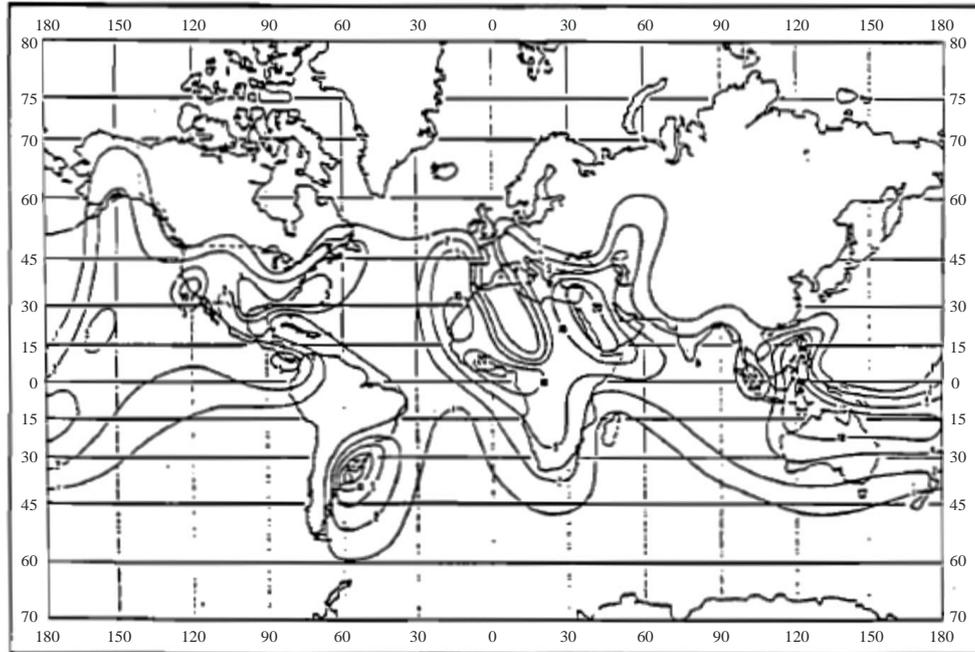
النسبة المئوية من تدرج الزمن  $0 \leq \text{km/N}$  - أغسطس  
(مقتبس من: Bean et al., 1966)



Radio-Meteo. 03-22

الشكل 23.3

النسبة المئوية من تدرج الزمن  $0 \leq \text{km/N}$  - نوفمبر  
(مقتبس من: Bean et al., 1966)



Radio-Meteo. 03-23

### 8.3 التدرجات الانكسارية الأفقية

قد تحدث التدرجات الانكسارية الأفقية في المناطق التي يوجد فيها أكثر من كتلة هواء واحدة. وغالباً ما يحدث ذلك حيث هنالك تغيرات كبيرة في أحوال سطح الأرض مثل التخوم البرية/البحرية، أو الانتقال من تضاريس جبلية إلى تضاريس سهلية حيث يتغير المناخ بشكل كبير. ومن شأن التغير المفاجئ في أحوال التضاريس أن يغير ديناميات الغلاف الجوي التي تفضي بدورها إلى أحوال دوران وتموجات. وتؤدي حركات المرور الجبهوية إلى تدرجات أفقية في الانكسارية مثلما يحدث نتيجة انقلابات هبوطية على نطاق واسع، مع أن التغيرات في التدرج، في الحالة الأخيرة، تلاحظ عبر مسافات كبيرة. وقد يكون للتدرجات الأفقية آثار هامة على انتشار الموجات لأنها يمكن أن تؤثر عبر مسافات طويلة. وغالباً ما يعزى الخلاف بين البيانات الراديوية ومحكاة تتبع الأشعة، باستخدام نموذج غلاف جوي مستخرج من جانبية انكسارية واحدة مقيسة في موقع واحد عبر المسير الراديوي قيد الدراسة، إلى أثر التدرجات الأفقية [Claverie and Klapisz, 1985].

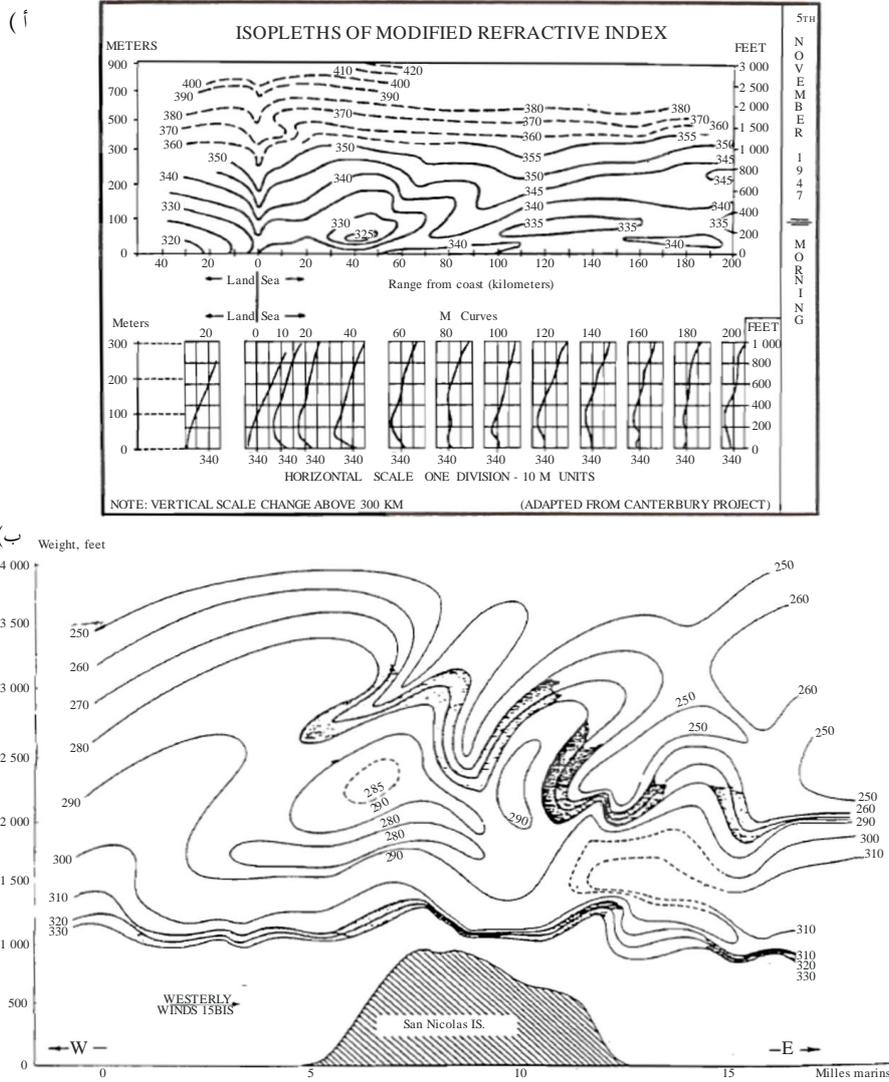
وقد نُشرت دراسات حالة شتى عن الانتشار في أجواء غير متجانسة أفقياً، تناقش حجم التغير الأفقي في الانكسارية وكذلك الآثار المترتبة على انتشار الموجات الراديوية. وفي هذه الحالات، جرت نمذجة انتشار الموجات الراديوية بواسطة تقنيات تتبع الأشعة وكذلك بواسطة طريقة المعادلة المكافئة.

وفي الشكل 24.3 عدة أمثلة للأحوال الجوية التي تتسم بتدرجات انكسارية أفقية. ويبين الشكل 24.3 أ القياسات فوق البر والبحر في أستراليا. وبينما يمكن بوضوح ملاحظة الانتقال من البر إلى البحر، هنالك أيضاً تدرجات أفقية هامة فوق البحر. ويمكن أيضاً ملاحظة التدرجات الأفقية فوق سطح البحر (على سبيل المثال [Chavance et al., 1954]) أو فوق سطح الأرض [Blanchetiere-Ciarletti et al., 1989].

الشكل 24.3

مثالان لتدرجات هامة في الانكسارية الأفقية

أ) من (Bean and Dutton (1966؛ ب) من (Vickers and Lopez (1975



Radio-Meteo. 03-24

وتتسم آثار تدرجات الانكسارية الأفقية بأهمية خاصة عندما توجد في آن واحد بنى رأسية مثل طبقات الجريان على طول مسير الانتشار المقصود أو في منطقة الانتشار. ويمكن تكيف النماذج المستخدمة لوصف طبقات الجريان مع هذه الأحوال بافتراض أن معلمات الطبقة تتغير بتغير الوضع الأفقي. إذ من الممكن مثلاً تغيير ارتفاع الطبقة بانتظام مع تغيير المسافة للحصول على طبقة مائلة، وتطويع الشدة بواسطة دالة غوسية لمحاكاة طبقة محدودة الامتداد أفقياً، أو تغيير بعض معلمات الطبقة في شكل جيبي مع الموقع وذلك لتمثيل موجة جاذبية أو اضطراب مماثل. وسوف يُنظر في هذه الأحوال في الفصل التالي عند مناقشة آثارها على الانتشار.

ومن الممكن بسهولة، باستخدام تطبيقات طريقة المعادلة المكافئة وطرائق هجينة مختلفة، استيعاب إدراج بيانات دليل انكسار واقعية. وقد ركزت الأبحاث الحديثة العهد أيضاً على تطوير شفرات معادلة مكافئية ثلاثية الأبعاد تتعامل مع تغيرات دليل الانكسار في كلا الاتجاهين الأفقي والرأسي.

### 9.3 تقنيات قياسات دليل الانكسارية

من الأهمية بمكان، في مجال انتشار الموجات الراديوية، القدرة على قياس دليل انكسار الهواء. وهناك طريقتان أثبتتهما التجربة لقياس دليل الانكسار [Bean and Dutton, 1966; Hall, 1971; Segal, 1985]. ويتحقق ذلك إما مباشرة عن طريق مقياس الانكسار بالموجات الصغيرة، أو مباشرة عن طريق قياس معاملات الجو والضغط ودرجة الحرارة والرطوبة في الهواء باستخدام العلاقة 11.3. وثمة طرائق أخرى تعتمد على تقنيات الاستشعار عن بُعد. وبالقرب من سطح البحر، يمكن استخدام الجلبة للاستدلال على دليل الانكسار. وبالإضافة إلى ذلك، اقترح استقراء معاملات جريان التبخر من قياسات قوة الإشارة في المسيرات من السواحل إلى السفن، عندما يكون الساتل قريباً من الأفق. ويجري أيضاً البحث في استخدام شبكة سواحل النظام العالمي لتحديد المواقع (GPS) لاستقراء بنية دليل الانكسار فوق حجم معين. وعلاوة على ذلك، تم بنجاح الاستشعار عن بُعد لجانبيات درجة الحرارة والرطوبة في الغلاف الجوي، على الرغم من أن الاستبانة الرأسية المحرزة كانت خشنة إلى حد ما. ويجري تطوير العديد من تقنيات الاستشعار عن بُعد لقياس دليل الانكسار. ومن الواضح أن هذه التقنيات جذابة لأنها تستغني عن ضرورة المهمة الصعبة لقياس دليل الانكسار مباشرة أو لقياس كميات الأرصاد الجوية ذات الصلة. والمناقشة المفصلة لتقنيات الاستشعار عن بُعد تقع خارج نطاق هذا الفصل حيث لا نتطرق سوى لطرائق القياس المباشرة.

وعند النظر إما في قياسات الانكسار أو قياسات الأرصاد الجوية، أياً كانت الطريقة المستخدمة، فإن قياس دليل الانكسار بدقة جيدة في حدود 1 وحدة N ينطوي على دقة نسبية قدرها 10<sup>-6</sup>. ومن حيث المبدأ، يعطي مقياس الانكسار نتائج أدق مما يعطيه استخدام بيانات الأرصاد الجوية، ولكن ثمة ظواهر تعقيد أخرى قد تتداخل، كالتوسع مثلاً. ومع ذلك، فإن التطورات الحديثة في تكنولوجيا العناصر الصلبة تضمن أن قيم دليل الانكسار التي تحددها قياسات الأرصاد الجوية دقيقة بما فيه الكفاية لتطبيقات الانتشار.

وقد يكون قياس دليل الانكسار صعباً. وتتوقف الصعوبة بالتأكيد على البيئة التي يجري فيها القياس. وقياس نقطة بيانات واحدة ليس كافياً بالتأكيد. والمهم حقاً بالنسبة للانتشار هو تدرج الانكسارية وتغيره بتغير المكان والزمان. وللاستدلال على التدرج الرأسي، يتعين قياس جانبية الانكسارية الرأسية، ولا يكفي أن يكون كل قياس دقيقاً (أي في حدود 1 وحدة N من عدم اليقين) بل يجب أن تتم القياسات باستبانة مكانية كافية لتحديد بنية ناعمة من قبيل طبقات الجريان الرقيقة. وتناقش هذه المسائل في البند 3.9.3.

وأخيراً، إذا احتاج الأمر إلى توصيف بني ثنائية أو ثلاثية الأبعاد، خصوصاً بهدف الحصول على معلومات عن التدرجات الأفقية، فإن الصعوبة الرئيسية تكمن في اشتراط تغطية الزمن لجميع مجالات الاهتمام (عادة ساعة واحدة لتقابل ثنائي الأبعاد بواسطة طائرة عبر وصلة في خط البصر). وتفرض هذه المسألة إلى المشكلة التقليدية للفصل بين تغيرات الزمان والمكان. ومن أساليب التخفيف من هذه المشكلة هو تغيير استراتيجية القياس باستخدام طائرتين أو أكثر بدلاً من طائرة واحدة. (ولئن كان من شأن ذلك أن يحل إلى حد كبير مسألة التغيرات المكانية والزمانية، فإنه خيار باهظ التكلفة.) وقد تم تصميم حاويات مناسبة لأجهزة استشعار الأرصاد الجوية المحمولة على الطائرات للحد من الأخطاء المنهجية. وعلاوة على ذلك، تُنصب أجهزة الاستشعار بحيث لا تتدخل حركة الطائرة مع الكمية التي يجري قياسها. وعلى هذا النحو، أجريت بنجاح قياسات محمولة جواً لمعاملات في الغلاف الجوي مثل درجة حرارة الهواء والرطوبة والضغط، وذلك في أوروبا والولايات المتحدة الأمريكية وأستراليا واليابان.

#### 1.9.3 القياسات المباشرة - مقياس الانكسار بالموجات الصغيرة

إن مبدأ القياس المباشر لدليل الانكسار مبدأ بسيط جداً. فهو يقوم على أساس أن تردد رنين تجويف الموجة الصغيرة هو دالة تتبع الشكل الهندسي للتجويف وأبعاده كما تتبع دليل الانكسار في مضمونه. وفي أي حال، يحدث الرنين عندما تستوفي علاقة معينة من التناسب بين بعد التجويف  $L$  وطول الموجة  $\lambda$ . ويحتسب هذا الأخير كما يلي:

(28.3)

$$\lambda = v / f = c / (nf)$$

حيث  $v$  هي سرعة انتشار الموجة و  $n$  هو دليل الانكسار.

والبعد  $L$  ثابت، ويحدث الرنين عند طول  $\lambda$  ثابت، ومن ثم يجب تعويض أي تغيير في دليل الانكسار بتغيير في تردد الرنين. وتبعاً للمعادلة (28.3)، يكون لدينا:

$$(29.3) \quad \Delta f / f = - \Delta n / n$$

وفي معرض دراسة دليل الانكسار في الغلاف الجوي، من الممكن عموماً استخدام التقريب  $n \approx 1$ ، ومن ثم:

$$(30.3) \quad \Delta N = -\Delta f / f$$

ولكن من الصعب تحقيق قياسات مطلقة. وفي الواقع، لا تعرف مطلقاً أبعاد تجويف ما بدقة كافية لاستخلاص تردد الرنين نظرياً من خصائص التجويف. ولذلك فإن المعايرة ضرورية، وذلك باستخدام غاز يكون دليل انكساره معروفاً.

وقد وُضع نوعان من مقاييس الانكسار في الخمسينيات [Birnbau, 1950; Crain, 1950] واستخدما كثيراً فيما بعد [Crain, 1955]. وفي ذلك الوقت، كانت مقاييس الانكسار تستخدم أنابيب الكليسترون التي لم تكن تردداتها مستقرة بتغيير درجة الحرارة. ولتجنب هذا القيد، زودت مقاييس الانكسار بتجويفين متماثلين، أحدهما يحتوي على غاز معروف الخصائص، يستخدم كمرجع، والآخر يملأ بالغاز قيد الدراسة. ولا تسمح المكونات الإلكترونية الحديثة إلا باستخدام تجويف واحد فقط له قياس دقيق ومستقر لتردد الرنين.

ولئن كان مبدأ تشغيل مقياس الانكسار بسيطاً جداً، فإن تنفيذه عملياً ليس بهذه البساطة. أولاً، يجب إدخال الهواء المراد قياسه في التجويف دون تقليل عامل نوعيته كثيراً. ويستخدم عموماً تجويف أسطواني يعمل في أسلوب TE<sub>011</sub> وله فتحات في طرفيه. فإذا تغير دليل انكسار الوسط، يتعين تغيير الهواء داخل التجويف بالسرعة الكافية لمتابعة التغيرات في الوسط. وإذا كان مقياس الانكسار محمولاً على متن طائرة، فإن الهواء داخله يتغير نتيجة لحركة الطائرة. وإذا كان في نقطة ثابتة، فلا بد من توفير التهوية. وفي كلتا الحالتين، يجب التحقق من أن تدفق الهواء من الخارج إلى الداخل لا يُحدث تغييرات في خصائص الهواء (الضغط ودرجة الحرارة). وعلى وجه الخصوص، ينبغي ألا يكون هناك أي تغيير في المقطع العرضي لتدفق الهواء ويجب أن يكون التدفق سلساً.

وبطبيعة الحال يتوقف تردد الرنين على أبعاد التجويف. وسوف يتغير إذا تغيرت الأبعاد بسبب التمدد الحراري. ويمكن التحقق بسهولة من أن تغيراً بمقدار  $\Delta L$  في أبعاد التجويف سيظهر بمثابة تغيير بمقدار  $\Delta n$  في دليل الانكسار على النحو التالي:

$$(31.3) \quad \Delta n / n = \Delta L / L$$

ولذلك

$$(32.3) \quad \Delta n / n = \alpha \Delta T$$

حيث  $\alpha$  هي معامل التمدد الحراري. والمعدن الذي يتسم بالقدر الأدنى من التمدد الحراري هو Invar (خليط من النيكل والفولاذ حيث  $\alpha \approx 6,10^{-6}$ ). وحتى هذا التمدد الحراري المنخفض يؤدي إلى تغيير بمقدار 6 وحدات N مقابل تغير في درجة الحرارة بمقدار 10 درجة مئوية وعلاوة على ذلك، غالباً ما يخضع التمدد الحراري لظاهرة التباطؤ.

وباختصار، فإن مقاييس الانكسار وحدها هي القادرة على قياس التغيرات السريعة جداً في دليل الانكسار، والدقة المحتملة لها أقل من وحدة N واحدة. ومع ذلك، فهي باهظة التكلفة إلى حد ما، واستخدامها حرج، ولا سيما إذا كان المطلوب الاستقرار على المدى الطويل أو القياسات المطلقة.

### 2.9.3 القياسات غير المباشرة - قياس كميات الأرصاد الجوية

يمكن أيضاً تحديد دليل الانكسار في الغلاف الجوي بناءً على قياسات المعلمات الجوية (الضغط ودرجة الحرارة والرطوبة في الهواء) باستخدام المعادلة (10.3). ومقارنة بطريقة مقياس الانكسار، فإن لهذا النهج ميزتان: فهو أسهل تنفيذاً، والتفسير المادي للتغيرات الملحوظة في دليل الانكسار فوري.

ولا بد من اتخاذ جانب الحذر للحد من الأخطاء عند إجراء قياسات الضغط ودرجة الحرارة والرطوبة، ذلك لأن دليل الانكسار المستخرج منها قد لا يكون على درجة عالية من الدقة. ومن قياسات الرطوبة ودرجة الحرارة يمكن الحصول على ضغط بخار الماء

في الغلاف الجوي. وفي ضوء تحليل الأخطاء الوارد أدناه، من الواضح أن قياس ضغط بخار الماء هو أكثر القياسات أهمية وحساسية.

وتتميز المعادلة (11.3) يفضي إلى خطأ الانكسارية الناجم عن أخطاء في قيم كميات الأرصاد الجوية. ويمكن التعبير عن ذلك على النحو التالي:

$$(33.3 أ) \quad \Delta N = a \Delta P + b \Delta T + c \Delta e$$

حيث تتوقف المعاملات  $a$  و  $b$  و  $c$  على أحوال الغلاف الجوي

$$c = 3,75 \cdot 10^5 / T^2 \quad b = 77,6P/T^2 + 7,46 \cdot 10^5 e/T^3 \quad a = 77,6/P$$

وبناءً على مثال ينطوي على شروط حرارة مألوفة ( $e = 10,2 \text{ hPa}$ ,  $P = 1000 \text{ hPa}$ ,  $T = 288 \text{ K}$ ) نحصل على العلاقة:

$$(33.3 ب) \quad \Delta N = 0,27\Delta P + 1,25\Delta T + 4,52\Delta e$$

ومن الواضح أن قياس ضغط بخار الماء ينبغي أن يكون دقيقاً جداً، مع أنه من أصعب القياسات. وقد اقترح العديد من الطرائق لقياس الرطوبة، والبند 2.2.9.3 مكرس لهذه المسألة.

وثمة موطن ضعف آخر في الطريقة غير المباشرة يتصل بثوابت الزمن في المحاسيس، التي غالباً ما تكون كبيرة (في حدود عدة ثوان) وليست كلها متماثلة. وهذا يؤدي إلى صعوبات في تحديد التغيرات السريعة في الانكسارية، أو تدرجها.

ولا بد من الإشارة إلى أن  $\Delta P$  و  $\Delta T$  و  $\Delta e$  هي الأخطاء القصوى في الكميات المقاسة، غير أن الخطأ في الانكسارية الذي تعطيه المعادلة (33.3) هو أيضاً خطأ أقصى، وهو مدعاة للتشاؤم الشديد. فإذا وضعت افتراضات بشأن توزيع فرادى الأخطاء، كأن تكون مستقلة مثلاً وموزعة بشكل موحد على فترات  $2\Delta P$  و  $2\Delta T$  و  $2\Delta e$  على التوالي، فمن الممكن حساب التوزيع الاحتمالي  $\Delta N$  وتوصيف دقة تحديد  $N$  بكمية إحصائية من قبيل الانحراف المعياري، أو مدى التباعد الربيعي (interquartile).

### 1.2.9.3 قياسات درجة الحرارة والضغط

درجة الحرارة هي أسهل كمية للقياس على وجه الدقة والضبط. وتستخدم موازين الحرارة التقليدية في المحطات الأرضية، وثابت الزمن فيها في حدود ثانية. ومن الأدوات الأسرع الترميستور وسلك البلاتين. وتستخدم مقاومات البلاتين عادة في عدد من المنصات تتراوح من العوامات المزودة بالأدوات إلى الأبراج إلى الطائرات. وعندما تعايّر بعناية فإنها تقدم نتائج دقيقة (تصل إلى  $\pm 0,02$  درجة مئوية) بمعدل سريع. ويتوقف معدل الاستجابة على كيفية احتواء المحساس، ولكنه يستخدم بنجاح على متن طائرة لقياس درجة حرارة الغلاف الجوي بمعدلات تصل إلى 50 Hz.

أما قياس الضغط فهو أكثر صعوبة. ومن أكثر الأجهزة شيوعاً هو 'كبسولة أنيرويد'، ولكنها ليست دقيقة جداً بسبب التشوهات المستمرة وهي تابعة لدرجة الحرارة. ولا يمكن استخدام بارومتر الزئبق إلا في المحطات الأرضية. وتستخدم بعض الأجهزة ما يسمى مقاومات الجهد (piezoresistors)، حيث يتحول التغير في الضغط إلى إشارة كهربائية.

ومع ذلك، وكما رأينا أعلاه، ليست هناك حاجة إلى دقة عالية لقياس الضغط والأجهزة الموجودة وافية بالغرض عموماً.

### 2.2.9.3 قياسات الرطوبة

في الظروف التي تصادف في دراسات الأرصاد الجوية الراديوية، يمكن اعتبار الهواء الرطب بمثابة مزيج من الغازات المثالية. ويمكن قياس الرطوبة فيه، وهي ترتبط بما يحويه من بخار الماء، باستخدام العديد من المعلمات المترابطة بعلاقات تتوقف أيضاً على الضغط ودرجة الحرارة. والكمية المادية التي تتوقف عليها مباشرة الانكسارية هي الضغط الجزئي  $e$ . وهذا الضغط الجزئي هو بالضرورة أقل من (أو يساوي) ضغط البخار المشبع  $e_s$ ، والذي يتوقف في ظل افتراض الغاز المثالي فقط على درجة الحرارة  $T$ . وثمة كمية مشتقة شائعة الاستخدام هي الرطوبة النسبية  $H$  (بالنسبة المئوية) التي تعرف بأنها:

$$(34.3) \quad H = 100e / e_s(T)$$

وهناك كميّتان أخريان تصادفان وهما نسبة المِزج  $r$  (بوحدة  $\text{kg/kg}$ ) وهي نسبة كتلة بخار الماء إلى كتلة الهواء الجاف، وتركيز بخار الماء  $\rho_v$  وهو كتلة بخار الماء لكل وحدة حجم ( $\text{g/m}^3$ ).

ومن المهم أن نعرف كيف يختلف ضغط البخار المشبع باختلاف درجة الحرارة. ويمكن استخدام عدة علاقات تجريبية أو شبه تجريبية وهي تكاد تكون متكافئة لأغراض الاستخدام العملي. وفي الواقع، يتعين استخدام صيغتين، واحدة فوق  $0$  درجة مئوية، تعطي البخار المشبع فوق الماء السائل، والأخرى دون  $0$  درجة مئوية، تقابل البخار المشبع فوق الجليد. وهناك علاقة بسيطة (واردة في التوصية ITU-R P.453) دقيقة بما فيه الكفاية بين  $-40$  و  $+50$  درجة مئوية.

$$(35.3) \quad e_s = EF \cdot a \cdot \exp \left[ \frac{(b - \frac{t}{d}) \cdot t}{t + c} \right]$$

و

$$EF_{water} = 1 + 10^{-4} \left[ 7.2 + P \cdot (0.00320 + 5.9 \cdot 10^{-7} \cdot t^2) \right]$$

$$EF_{ice} = 1 + 10^{-4} \left[ 2.2 + P \cdot (0.00382 + 6.4 \cdot 10^{-7} \cdot t^2) \right]$$

حيث:

:  $t$  درجة الحرارة ( $^{\circ}\text{C}$ ):  $P$  الضغط (hPa):  $H$  الرطوبة النسبية (%):  $e_s$  ضغط البخار المشبع (hPa) عند درجة الحرارة  $t$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) والمعاملات  $a$  و  $b$  و  $c$  و  $d$  هي:

للماء

للجليد

$a = 6,1115$

$b = 23,036$

$c = 279,82$

$d = 333,7$

للماء

$a = 6,1121$

$b = 18,678$

$c = 257,14$

$d = 234,5$

(صالحة من  $-80$  إلى  $0$  درجة مئوية)(صالحة من  $-40$  إلى  $50$  درجة مئوية)ويتم الحصول على ضغط البخار  $e$  من كثافة بخار الماء  $\rho$  باستخدام المعادلة:

$$(36.3) \quad \text{hPa} \quad e = \frac{\rho T}{216.7}$$

حيث تقدر  $\rho$  بوحدة ( $\text{g/m}^3$ ). وتقدم التوصية ITU-R P.836 القيم الممثلة.

وقد وضعت عدة طرائق لقياس الرطوبة، ومعظمها يقوم على أساس التوازن المادي [Spencer-Gregory and Rourke, 1957] وبعضها، أحدث عهداً، يستخدم انتشار موجات الضوء. وفيما يلي أدناه استعراض موجز لهذه الطرائق، يشرح مبدأ عملها ويناقش مزاياها وعيوبها. ويلاحظ أنه يمكن استخدام المعادلة (33.3) لاشتقاق دقة تحديد الانكسارية فقط عندما يتم قياس الضغط الجزئي للبخار. وإذا كانت المعدات تقيس معلمة رطوبة أخرى، فلا بد من إقامة علاقة اشتقاق الانكسارية من الكميات المقاسة فعلياً.

وفي معظم الحالات، من الضروري إجراء معايرات منتظمة لمعدات القياس (مقياس درجة الرطوبة). ويمكن القيام بذلك بواسطة محاليل الملح. فمن المعروف مثلاً أن ضغط البخار فوق محلول مذاب غير متطير أقل من ضغط البخار فوق المذيب النقي في نفس درجة الحرارة (مبدأ Le Chatelier). وهكذا من الممكن توفر عدة محاليل تؤدي إلى رطوبة نسبية معروفة بين  $10$  و  $90$  في المائة،

مثلاً. وتتوقف الرطوبة النسبية على درجة الحرارة فوق المحلول المشبع جداً ولذا من الضروري أيضاً رصد درجة الحرارة بعناية. ولإجراء معايرة دقيقة من الضروري استخدام ما لا يقل عن ثلاثة أو أربعة محاليل عبر مدى الرطوبة موضع الاهتمام. وعلى سبيل المثال، عند معايرة محاسيس رطوبة للاستخدام في غلاف جو بحري دافئ، حيث من المتوقع أن تتجاوز الرطوبة النسبية 60 في المائة، يكفي استخدام ثلاثة محاليل. وإذا كان مدى الرطوبة المطلوب قياسه أكبر فإن الأمر يحتاج إلى مزيد من المحاليل (إذ تكفي خمسة محاليل عادة عند معايرة مدى رطوبة من 10 إلى 90 في المائة). وقد تم تطوير أجهزة معايرة أحدث عهداً تزود الهواء برطوبة نسبية معينة بمزج الهواء الجاف والهواء المشبع بالماء. وفي هذه الطريقة يجب أيضاً معرفة درجة حرارة التشغيل.

### 1.2.2.9.3 مقياس رطوبة نقطة الندى

يتمثل مبدأ مقياس رطوبة نقطة الندى (الذي عرضه Regnault في عام 1845) في تخفيض درجة حرارة الهواء وصولاً إلى النقطة التي يحصل فيها التشبع. وإذا حدث هذا التشبع عند درجة الحرارة  $T_D$ ، فإن ضغط البخار  $e$  يعطى بالعلاقة:

$$e = e_s(T_D) \quad (37.3)$$

ومن ثم تعطي العلاقة ضغط البخار مباشرة.

ويقوم مبدأ هذه الأداة على استعمال صفيحة معدنية مصقولة، في اتصال مع الهواء، يتم تبريدها ببطء. وينعكس شعاع ضوء من الصفيحة ويركز على مكشاف ضوئي. وعندما تتكاثف قطرات الماء يتشتت الضوء وتتضاءل الإشارة الملحوظة. عندئذ يعطي مقياس درجة الحرارة نقطة الندى. وفي المعدات الحديثة، تقاس درجة الحرارة بواسطة ثرمستورات أو مزدوجات حرارية ويتم الحصول على التبريد بواسطة تقاطعات Peltier.

وفي الممارسة العملية، يتم خفض درجة حرارة الصفيحة ورفعها مراراً، من أجل البقاء حول نقطة الندى. ونتيجة لذلك، يكون ثابت الزمن كبيراً نوعاً ما، في حدود بضع ثوان.

وعلاوة على ذلك، فإن عملية التكاثف أكثر تعقيداً إلى حد ما مما هي في النظرية المبسطة المذكورة أعلاه. وفي الواقع، ترسب طبقة رقيقة جداً من الماء على الصفيحة فوق درجة حرارة نقطة الندى. ونقطة الندى هي النقطة التي تتحول فيها سماكة هذه الطبقة إلى قطرات، وهي مرحلة مستقرة الدينامية الحرارية بسبب الانخفاض الناتج في الطاقة المرنة. ومع ذلك، فإن ضغط التشبع في الاتصال مع القطرات مختلف (أعلى) عن مثيله في الاتصال مع صفيحة، حيث هناك تدرج في ضغط الغاز، وتدرج مصاحب في درجة الحرارة ولا بد من تصحيح القياسات لهذا الغرض.

### 2.2.2.9.3 مقياس الرطوبة الكيميائية والغشائية

هناك فئة من مقياس درجة الرطوبة الكيميائية تضم ترسباً من الملح (كلوريد الليثيوم عموماً) أو مادة استرطابية أخرى مثل غشاء كربون على الزجاج أو غشاء بلاستيكي. وعندما تكون هذه المكونة في اتصال مع الهواء الرطب يحدث تبادل لجزيئات الماء بين الهواء والملح بحيث يحصل توازن بين الهواء ومحلول الملح (تحليل كهربائي). حيث يتسبب امتصاص الملح للماء، الذي يزداد بارتفاع الرطوبة النسبية، في تغيرات في الخصائص الفيزيائية للملح، مقاومته الكهربائية مثلاً، التي يمكن قياسها بسهولة، ويعطي الرطوبة النسبية بعد المعايرة. ويلاحظ أيضاً أن المقاومة تتوقف على درجة الحرارة.

وهذا النوع من مقياس الرطوبة حساس للتلوث. ولدى استخدام التيار المباشر يحدث استقطاب كهربائي، ولهذا يتم تشغيل هذا المقياس عموماً باستخدام التيار المتناوب. وثمة مقياس رطوبة كيميائي آخر يعمل بالسعة. وفي هذا النوع، ينطوي الحساس على سعة تتغير خصائصها الكهربائية بامتصاص بخار الماء، والتي تتوقف بدورها على الرطوبة النسبية في الجو المحيط. والعازل الكهربائي التقليدي لهذا التطبيق هو مادة ألومينا. وتستخدم بعض الأجهزة عوازل متعددة الطبقات.

ويتوقف ثابت الزمن على سماكة العازل الكهربائي كما يتوقف على سماكة ونوع الغطاء الواقي الذي يوضع فوق الحساس. ومن ثم قد يتراوح من حوالي 3 ثوان إلى 15 ثانية. وشريطة الحفاظ على نظافة الحساس والغطاء الواقي، فإن المقياس الغشائي مثالي لمقياس الرطوبة في مجموعة متنوعة من البيئات ويمكن بسهولة تنصيبه على الأبراج أو العوامات أو المناطيد. ويمكن إجراء

معايرة دقيقة للجهاز باستخدام محاليل ملحية مختلفة كما سبق ذكره. وعندما يستخدم بالاقتران مع مقاومات بلاتين معايرة بدقة لقياس درجة الحرارة ومع محولات ضغط صلبة، يمكن الحصول على قياس الانكسارية بأفضل من  $\pm 1$  وحدة N.

### 3.2.2.9.3 مقياس الرطوبة

مقياس الرطوبة، أو ميزان الحرارة المزدوج الجاف والرطب، مقياس شائع جداً لقياس الرطوبة، حيث يعطي ميزان الحرارة الأول ضغط الهواء ويغطي ميزان الحرارة الثاني (الميزان الرطب) بمندبل مبلل. فإذا لم يكن الهواء المحيط مشبعاً ببخار الماء، يتبخر بعض الماء من المندبل، ونتيجة لذلك يشير ميزان الحرارة الرطب إلى درجة حرارة  $T_w$ ، وهي أقل من درجة حرارة الهواء  $T_A$ . ومن الفرق بين درجتي الحرارة (وهو ما يسمى خفض درجة الحرارة)، يمكن استخلاص الضغط الجزئي للبخار من العلاقة شبه التجريبية:

$$e = e_s(T) - AP(T_A - T_w) \quad (38.3)$$

حيث  $P$  هي الضغط.

والمشكلة هي تحديد المعلمة  $A$ ، ثابت قياس الرطوبة، التي تتوقف في الواقع على سرعة الهواء، ومن ثم يتعين معايرة كل من المعدات.

ويحتوي مقياس الرطوبة التقليدي على موازين حرارة عادية؛ وتستخدم الأجهزة الأحدث عهداً موازين ثرمستور.

ومقياس الرطوبة سهل الاستخدام جداً؛ غير أن هناك بعض القيود العملية. فمن أجل القيام بعملية أوتوماتية طويلة بما فيه الكفاية، لا بد من توفر خزان للماء. والجهاز حساس جداً للتلوث من الغبار المحيط بمقياس الحرارة الرطب. ويصبح التشغيل مستحيلاً عندما تكون درجة حرارة الميزان الرطب أقل من 0 درجة مئوية، نظراً لتجمد المواد. وأخيراً، فإن ثابت الزمن في ميزاني الحرارة مختلف، حيث يكون في مقياس الحرارة الرطب أطول (بضع ثوان على الأقل).

### 4.2.2.9.3 مقياس درجة الرطوبة Lyman- $\alpha$

مقياس درجة الرطوبة Lyman- $\alpha$  أسرع من الأجهزة التي ورد ذكرها أعلاه (وقد يكون ثابت الزمن فيه في حدود بضع أجزاء من المائة من الثانية). وهو يقوم على مبدأ إرسال خط Lyman- $\alpha$  من طيف الهيدروجين (يقع في مجال الأشعة فوق البنفسجية بمقدار 121,6 نانومتر) وقياس التوهين الذي يتعرض له عبر مسافة  $L$  وذلك أساساً بسبب امتصاص بخار الماء. فإذا كانت  $I_0$  هي شدة الإرسال،  $I$  هي الشدة المقاسة على مسافة  $L$ ، عندئذ

$$I = I_0 \exp(-k \rho_v L) \quad (39.3)$$

التي تدل على مقدار تركيز البخار.

والمأخذ الرئيسي على هذه الأداة هو عدم الاستقرار، ذلك لأن الطيف المنبعث من الضوء يحتوي في الواقع على عدة خطوط ويتغير بمرور الزمن. ولذلك فإن مقياس Lyman- $\alpha$  يُستخدم، في الممارسة العملية، إلى جانب جهاز آخر، أبسطاً منه، مثل مقياس رطوبة نقطة الندى مثلاً، الذي يستخدم لتصحيح الانزياح الزمني. وقد تم بنجاح استخدام مقياس الرطوبة Lyman- $\alpha$  مع مرآة نقطة الندى من الطائرة لقياس بنية الانكسارية الرأسية والأفقية بدءاً من ارتفاعات منخفضة ووصولاً إلى طبقة الستراتوسفير.

### 3.9.3 قياس الجانبيات الرأسية

يعتبر تدرج الانكسارية الرأسية أكثر أهمية من القيمة المطلقة للانكسارية. فإذا كانت المعلومات مطلوبة عن بني الغلاف الجوي، من قبيل طبقات الجريان، فإنه يتعين قياس الجانبيات الرأسية. ويمكن القيام بذلك أساساً بعدة أساليب. إذ يمكن استخدام مسبار راديوي لسبر التروبوسفير والمناطق الدنيا من الستراتوسفير. وقياس الانكسارية في الأمتار المائة الأولى أو الثانية، يمكن للأجهزة المنصوبة على أبراج أن توفر تقديرات دقيقة عن الانكسارية باستبانة مكانية عالية. ويمكن إجراء القياسات على سطح المياه بواسطة عوامات عمودية مجهزة بالأدوات. وهذه العوامات عبارة عن منصة ممتازة لقياس بنية الانكسارية في الأمتار العشرة الأولى، وهو أمر مهم حيث تسود مجاري التبخر فوق سطح الماء في ظروف الصحو. ومن الوسائل الأخرى لقياس البنية الرأسية للانكسارية استخدام المسابير المسقطة والصاروخية والمناطيد المربوطة.

ويتألف المسبار الراديوي للأرصاد الجوية عموماً من مجموعة من المحاسيس (من بين تلك الموصوفة أعلاه) المحمولة في منطاد صغير يرتفع مسافة 20 إلى 40 كيلومتر، وترسل البيانات إلى الأرض بواسطة مرسل راديوي. ويتعين أن تكون الأدوات رخيصة وقوية؛ وأن تكون دقتها، خصوصاً بشأن الرطوبة، عموماً أقل مما هو مطلوب لأغراض الأرصاد الجوية الراديوية ما لم يكن المطلوب مجرد وصف إحصائي (عادة 1 أو 2 hPa من حيث الضغط، و0,2 درجة مئوية من حيث درجة الحرارة، و2 إلى 5 في المائة من حيث الرطوبة). ومع ذلك، فقد استخدمت بنجاح قياسات المسابير الراديوية في قياس طبقات الجريان بالقرب من السطح (أي ضمن الكيلومتر الأول) وكذلك في ارتفاعات من عدة كيلومترات.

ولتحديد جانبية ما، لا بد من التغلب على صعوبتين متضاربتين. وإذا كانت سرعة صعود المسبار الراديوي عالية جداً، فإن المحاسيس، بحكم ثوابت الزمن الخاصة بها، لا تكون في حالة توازن محلي، ويمكن أن تتعرض للتدرجات المقيسة لقدر لا بأس به من الخطأ. ومن ناحية أخرى، إذا كانت سرعة الصعود منخفضة، فإن فرادى القياسات تكون أكثر دقة ولكن الغلاف الجوي قد يتغير أثناء الوقت المستغرق للحصول عليها. وفي الممارسة العملية تكون دقة قياسات المسابير الراديوية بالقرب من سطح الأرض محدودة بسبب ارتفاع سرعة الصعود الأولية وغالباً ما لا تكون البيانات من الأمتار المائة الأولى موثوقة للغاية.

ومن أجل الحصول على بيانات أكثر موثوقية في عشرات الأمتار القليلة الأولى وكذلك عبر التروبوسفير، يمكن استخدام مسبار إسقاط بدلاً من مسبار راديوي. ولا تختلف رزمة أدوات مسبار الإسقاط عن رزمة المسبار الراديوي، مما يتيح دقة في الانكسارية في حدود  $\pm 5$  من وحدات N. ومسبار الإسقاط، كما يوحي به الاسم، يُسقط من طائرة. وترتبط برزمة الأدوات مظلة صغيرة بحيث يتراوح معدل الهبوط ما بين 5 و10 أمتار في الثانية. وتكون أزمته استجابة المحساس ما يقرب من 2 ثانية، ولذا فإن أفضل استبانة مكانية رأسية هي حوالي 10 أمتار. ويتم رصد موقع الوحدة بواسطة مستقبل GPS صغير يقدر الارتفاع في حدود  $\pm 20$  متراً. وبدلاً من ذلك، يمكن أن يستدل على الارتفاع من قراءة الضغط بنفس الطريقة المتبعة في مسبار راديوي. ويكون مدى القياس عن بُعد لمسبار الإسقاط حوالي 300 كيلومتر. ومسابير الإسقاط مفيدة جداً أيضاً في رسم جانبيات الغلاف الجوي فوق المحيط. ويمكن في التشغيل المتزامن استخدام ما لا يزيد عن أربعة مسابير.

ومن الواضح أن الأبراج والعوامات المجهزة بالأدوات مفيدة فقط ضمن مجال محدود من الارتفاعات. ومع ذلك، وفي هذا المجال المحدود، فإنها تتفوق على المسابير الراديوية أو المسقط في أمرين: فهي تميز أولاً بين الاختلافات المكانية والزمانية (وهذه الأخيرة إذا كانت مماثلة لثوابت زمن المحساس)، كما أنها تسمح ثانياً باستمرار الرصد، في حين لا يتم الحصول على جانبيات المسابير الراديوية عموماً سوى بين مرة وأربع مرات في اليوم في أوقات منتظمة كجزء من خدمات الأرصاد الجوية الاعتيادية. وبالنسبة لأي تجربة على المدى الطويل، حيث يُتوخى الرصد المستمر، قد تُعيد محاسيس الأرصاد الجوية عن مسارها مما قد يتسبب في أخطاء منهجية. ولهذا السبب يجب تنظيف كل المحاسيس وإعادة معايرتها دورياً. وهذه هي المشكلة خصوصاً في العوامات العمودية المجهزة بالأدوات. أما المحاسيس المنصوبة على مقربة من سطح البحر (أي أقل من حوالي 5 أمتار فوق مستوى سطح البحر) فتتعرض لتراكم ترسبات الملح التي يمكن أن تنال كثيراً من دقة قياسات درجات الحرارة والرطوبة إلى جانب إطالة ثابت الزمن في كل جهاز. ولذلك فإن الأدوات الأقرب إلى سطح البحر تتراجع من حيث الدقة والتزامن إزاء الأدوات الأخرى. وتتكشف تباينات هامة في القياسات بعد مجرد يومين أو ثلاثة أيام من نشرها.

#### 4.9.3 قياس البنى الرأسية والأفقية

إن مهمة التوصل إلى بنية ثنائية الأبعاد للانكسارية في الغلاف الجوي مهمة صعبة للغاية. إذ يتعين حمل المحاسيس على متن طائرة أو مروحية. والطائرات الصغيرة البطيئة مثل الطائرات الشراعية بمحرك مناسبة لقياس مجموعة متنوعة من العلامات في الغلاف الجوي، بما في ذلك الكميات الثلاث الهامة والضرورية لتحديد دليل الانكسار الجوي وكذلك متوسط تدفقات الرياح واضطراباتها. ولدى إجراء القياسات المحمولة جواً لدرجة الحرارة والضغط والرطوبة، يجب أن يؤخذ في الحسبان موقع الطائرة وارتفاعها على وجه الدقة وكذلك الأخطاء المنهجية التي تتسلل في قياسات كميات الأرصاد الجوية. ومن شأن أدوات الاستجابة السريعة، مثل المقاومات من البلاتين ومقاييس درجة الرطوبة Lyman- $\alpha$  إلى جانب نظام تسجيل البيانات الرقمية، عندما ترتب على متن طائرة بطيئة، (20-25 متر/ثانية) أن تضمن الاستبانة المكانية للقياسات في حدود قياسين في المتر. وقد تم بنجاح إجراء قياسات دليل الانكسار في ارتفاعات ما بين 10 و13 000 متر باستخدام طائرات مختلفة. ويمكن إجراء القياسات من الطائرة

للبنية الأفقية والرأسية لدليل الانكسار بالطيران في شكل مسنن عبر المنطقة موضع الاهتمام. وقد أجريت هذه القياسات بنجاح في أستراليا، مثلاً، في محاولة لتقصي مجاري الهبوط على نطاق واسع.

وعند إجراء القياسات المحمولة جواً لدرجة الحرارة والرطوبة لا بد من العناية في أخذ الأخطاء المنهجية في الحسبان. ومن مصادر الخطأ في قياس درجة الحرارة والضغط ما يلي:

- '1' حركة الطائرة عبر الهواء، مما يحدث الاضطراب في كميات الهواء الساكنة.
- '2' التدفئة الثابتة الحرارة للمحاسيس بسبب تدفق الهواء حولها.
- '3' الفرق في درجة الحرارة في المحساس وحاويته. وأكثر ما يلاحظ هذا التأثير عندما تطير الطائرة في شكل مسنن، وأقله عندما تطير في خط مستقيم مستقر.

وعندما تطير الطائرة في شكل مسنن، هناك عدد من التصحيحات التي يجب تطبيقها على البيانات لنفي هذه الأخطاء المنهجية. ويمكن الاطلاع على تفاصيل التصحيحات اللازمة في [Lenschow, 1986] و [Hartmann & Hacker, 1990]. وباختصار، تشمل هذه التصحيحات تطبيق ما يلي:

- '1' عامل الاسترداد - بناءً على السرعة الجوية للطائرة ومعادلة Bernoulli التي تحكم التغيرات ثابتة الحرارة في غاز مثالي.
- '2' تصحيح السرعة الجوية - يمكن تصحيح درجات الحرارة الناجمة عن السرعة الجوية باستخدام صيغة تقوم على السرعة الجوية الحقيقية للطائرة، والضغط الساكن والدينامي، ونقطة الندى، وعامل الاسترداد.
- '3' تصحيح الضغط الساكن - وهذا أمر أساسي لحساب تصحيح درجة الحرارة الناجمة عن السرعة، وهو يستخرج من معلومات ضغط الارتفاع لعمليات صعود وهبوط متعاقبة إلى جانب بيانات قياس الارتفاع بالرادار.
- '4' تصحيح حاوية المحساس - الحاجة إلى معرفة زمن استجابة الحاوية إزاء التغيرات في درجة الحرارة. ويمكن الاطلاع على تفاصيل تصحيحات حاوية المحساس في [McCarthy, 1973].

كما يتعين أيضاً معرفة موقع وسلوك الطائرة. ويتحقق ذلك بالجمع في استخدام مقاييس الضغط والارتفاع بالرادار والنظام العالمي التفاضلي لتحديد المواقع (GPS) والتسارع. وتستخدم بعض الطائرات نظام تحديد المواقع بالقصور الذاتي الذي يجمع استخدام مقاييس الدوران والتسارع. وتتضمن المعلومات المدونة ارتفاع الطائرة والتوجه والمسير والتمايل والتأرجح والزمن. ويكون تسجيل الترددات حوالي 10 - 15 Hz.

## المراجع

- AKIYAMA, T. [1977] Studies on the radio refractive index in the tropospheric atmosphere, Review of the E.C.L., 25, No. 1-2, pp. 79-95.
- BEAN, B.R. and DUTTON, E.J. [1966] Radio Meteorology, National Bureau of Standards Monograph 92, U.S. Government Printing Office, Washington.
- BEAN, B.R., CAHOON, B.A., SAMSON, C.A. and THAYER, G.D. [1966] A world atlas of atmospheric radio refractivity, ESSA Monograph 1, U.S. Government Printing Office, Washington.
- BEAN, B.R. and THAYER, G.D. [1959] Models of the atmospheric radio refractive index, Proc. I.R.E., pp. 705-755.
- BIRNBAUM, G. [1950] A recording microwave refractometer, Rev. of Scien. Instr., 21, No. 2, pp. 169-176.
- BLANCHETIERE-CIARLETTI, V., LAVERGNAT, J., SYLVAIN, M. and WEILL, A. [1989] Experimental observation of horizontal refractivity gradients during periods of multipath propagation, Radio Science, 24, No. 6, pp. 705-724.
- BOITHIAS, L. and MISME, P. [1962] Le gradient equivalent, nouvelle détermination et calcul graphique, Annales Telecom., 17, No. 5-6, pp. 134-139.
- BOITHIAS, L. [1984] Propagation des ondes radioélectroniques dans l'environnement terrestre, Collection Technique et Scientifique des Télécommunications, 2nd Edition, Editions DUNOD, Paris, France.
- CHAVANCE, P., BOITHIAS, L. and BLASSEL, P. [1954] Etude de propagation d'ondes centimétriques dans la région méditerranéenne, Ann. Telecom., 9, No. 6, pp. 158-185.
- CLAVERIE, J. and KLAPISZ, C. [1985] Meteorological features leading to multipath propagation observed in the Pacem 1 experiment, Ann. Telecom., 40, No. 11-12, pp. 660-671.
- CRAIN, C.M. [1950] Apparatus for recording fluctuations in the refractive index of the atmosphere at 3.2 cm wave-length, Rev. of Scien. Instr., 21, No. 5, pp. 456-457.
- CRAIN, C.M. [1955] Survey of airborne microwave refractometer measurements, Proceedings of the I.R.E., 43, pp. 1405-1411.
- DEBYE, P. [1929] Polar Molecules, Chemical Catalog Co., New York. Reprinted by Dover Publ. Co. in 1957.
- DOUGHERTY, H.T. and DUTTON, E.J. [1981] The role of elevated ducting for radio service and interference fields, NTIA-Report-81-69, U.S. Department of Commerce.
- GRABNER, M. and KVICERA, V. [2005] Statistics of lower atmosphere refractivity in Czechia, APMC 2005, Suzhou, China, Dec 4-7.
- GRABNER, M. and KVICERA, V. [2006] Refractive index measurements in the lowest troposphere in the Czech Republic. In Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics, June, no. 68, pp. 1334-1339.
- GRABNER, M. and KVICERA, V. [2011] Atmospheric Refraction and Propagation in Lower Atmosphere. Electromagnetic Waves, IN-TECH, Vienna, Austria, Rijeka, Croatia, June 2011, pp. 139-156.
- HALL, M.P.M. [1971] Radiosondes for radiometeorological research, Proceedings of NATO Advanced Study Institute on Statistical Methods and Instrumentation in Radiometeorology, Tretten, Norway.
- HALL, M.P.M. and COMER, C.M. [1969] Statistics of tropospheric radio-refractive-index soundings taken over a 3-year period in the United Kingdom, Proc. I.E.E., 116, No. 5, pp. 685-690.

- IKEGAMI, F., AKIYAMA, T., AOYAGI S. and YOSHIDA, H., [1968] Variation of radio refraction in the lower atmosphere, I.E.E.E. Trans. on Ant. and Prop., AP-16, No. 2, pp. 194-200.
- IKEGAMI, F., HAGA, M., FUKUDA, T. and YOSHIDA, H., [1966] Experimental studies on atmospheric ducts and microwave fading, Review of the E.C.L., 14, No. 7-8, pp. 505-533.
- LANE, J.A. [1961] The radio refractive index gradient over the British Isles, J.A.T.P., 21, pp. 157-166.
- LANE, J.A. [1965] Some investigations of the structure of elevated layers in the troposphere, J.A.T.P., 27, pp. 969-978.
- LENSCHOW, D. H., [1986] Aircraft Measurements in the Boundary Layer, Chapter in. Probing the Atmospheric Boundary Layer
- MAJUMDAR, S.C., SARKAR, S.K. and MITRA, A.P. [1977] Atlas of tropospheric radio refractivity over the Indian subcontinent, National Physical Laboratory, New Delhi, India.
- MISME, P. [1960] Le gradient équivalent, mesure directe et calcul théorique, Annales Telecom, 15, No. 3-4, pp. 92-99.
- RAO, K.N. and SRIVASTAVA, H.N. [1971] Errors in the computation of mean monthly values of radio refractive index, Radio Science, 6, No. 8-9, pp. 753-755.
- SASAKI, O. and AKIYAMA, T. [1982] Studies on radio duct occurrence and properties, I.E.E.E. Trans. on Ant. and Prop., AP-30, No. 5, pp. 853-858.
- SCHIAVONE, J.A. [1981] Prediction of positive refractivity gradients for line-of-sight microwave radio paths, B.S.T.J., 60, No. 6, pp. 803-822.
- SEGAL, B. [1985] Measurement of tropospheric refractive index relevant to the study of anomalous microwave propagation - review and recommendations, CRC Report No. 1387.
- SEGAL, B. and BARRINGTON, R.E. [1977] The radio climatology of Canada, Tropospheric refractivity atlas for Canada, CRC Report No. 1315-E.
- SMITH, E.K. and WEINTRAUB, S. [1953] The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies, Proc. I.R.E., 41, pp. 1035-1037.
- SPENCER-GREGORY, H. and ROURKE, E. [1957] Hygrometry, Crosby Lockwood & Son Ltd., London.
- SYLVAIN, M., BAUDIN, F., KLAPISZ, C., LAVERGNAT, J., MAYRARGUE, S., MON, J.P., NUTTEN, B., ROORYCK, M. and MARTIN, L. [1983] The Pacem experiment on line-of-sight multipath propagation, ESA SP-194, pp. 13-23.
- UGAI, S. [1959] Statistical consideration of the structure of atmospheric refractive index, Review of the E.C.L., 7, No. 8, pp. 253-289.
- VICKERS, W.W. and LOPEZ, M.E. [1975] Low angle radar tracking errors induced by nonstratified atmospheric anomalies, Radio Science, 10, No. 5, pp. 491-505.
- WEBSTER, A.R. [1982] Raypath parameters in tropospheric multipath propagation, I.E.E.E. Trans. on Ant. and Prop., AP-30, No. 4, pp. 796-800.
- ZHANG, M.C. [1981] A study of statistical law of depth for line-of-sight microwave fading. IEE Conf. Publ. No. 195, Proc. Second Int. Conf. on Antennas and Propagation, York, UK, 297-301.

## الفصل 4

### تأثير الانكسار في الانتشار

#### 1.4 مقدمة

يتسم تأثير أحوال الانكسار الجوي في انتشار الموجات الراديوية بأهمية كبرى، لا سيما في المسيرات الأفقية أو شبه الأفقية. ومن شأن الأحوال الجوية السائدة على نطاق واسع التي تتسم بتدرج انكسار رأسي سالب، يحدث مثلاً في ظروف جريان راديوي، كما هو موضح في الفصل 3، أن تغير اتجاه انتشار وطبيعة الموجات الراديوية تغيراً كبيراً على طول مسير ما. ولذلك، وتبعاً للمواقع النسبية لهوائيات الاستقبال والجاري الراديوية في مسير معين، تتفاوت خصائص الإشارات المستقبلية من هوائي لآخر.

ويمكن أن تعاني الإشارات المستقبلية من متوسط انخفاض أو تعزيز قوي على امتداد نطاق تردد واسع. وقد يكون مقدار تبعية سوية الإشارة للتردد هاماً عندما يحدث حبو انتقائي عبر نطاق صغير. ومن ثم يبدو أنه لا بد من وصف آثار أحوال الانكسار على المسير الراديوي. وهناك في الأدبيات نُهج مختلفة تُعرض بإيجاز فيما يلي أدناه.

#### 1.1.4 تقريب الأشعة

الغلاف الجوي وسط انتشار غير متجانس يمكن فيه اعتبار النفاذية المغنطيسية ثابتة بينما تتوقف السماحية العازلة على المكان والزمان. ولهذا السبب عموماً ليس هنالك من حل كامل لمعادلات Maxwell إلا عند استعمال بعض التقريبات. وأحد هذه التقريبات هو تقريب البصريات الهندسية، الذي يمكن استخدامه في مجال الترددات العالية في الوصلات الراديوية وفي البصريات وهو صالح إذا كان كل من سماحية الوسط واتساع المجال يختلف قليلاً فقط على امتداد مسافات في رتبة طول الموجة.

ويفترض فيما يلي أن ليس هنالك من خسارة في وسط الانتشار، ومن ثم فإن دليل الانكسار  $n$  يساوي تقريباً 1,0003 ويتناقص بتزايد الارتفاع بمعدل 40- وحدة N لكل كيلومتر في الأحوال الاعتيادية. ويكون متجه Poynting عمودياً على جبهة الموجة ومن ثم تماسياً إزاء مسيرات قدرة الإشارة وهي الأشعة. وبافتراض  $r \rightarrow$  بمثابة متجه الموقع المصاحب لكل نقطة على امتداد شعاع ما و  $s$  منحني محور السينات على امتداد هذا الشعاع، تبين أن معادلة الأشعة يمكن أن تكون كما يلي:

$$(1.4) \quad \frac{d}{ds} \left( n \cdot \frac{\vec{dr}}{ds} \right) = \nabla n$$

وهي شكل المتجه في معادلة الشعاع. وتكون المكونة الرئيسية للتدرج  $\nabla n$  في الاتجاه الرأسي.

وإذا لم يؤخذ في الحسبان سوى الاختلافات في دليل الانكسار إزاء الارتفاع، يمكن التعبير عن انحناء الشعاع عند نقطة ما كما يلي:

$$(2.4) \quad \frac{1}{\rho} = - \frac{\cos \varphi}{n} \times \frac{dn}{dh}$$

حيث:

$\rho$ : نصف قطر إنحناء الشعاع

$\frac{dn}{dh}$ : التدرج الرأسي لدليل الانكسار

$h$ : الارتفاع فوق سطح الأرض

$\varphi$ : زاوية الشعاع مع المستوي الأفقي عند النقطة قيد النظر.

ويؤخذ إنحناء الشعاع على أنه موجب من أجل انحناء موجه نحو سطح الأرض.

وباعتبار أن  $n$  قريبة من 1، يمكن كتابة المعادلة (2.4) من أجل مسيرات أفقية تقريباً على النحو التالي:

$$(3.4) \quad \frac{1}{\rho} \approx -\frac{dn}{dh}$$

ولذلك، من الواضح أنه إذا كان التدرج ثابتاً فإن مسيرات الأشعة هي أقواس لدائرة. ويعني هذا التقريب، بطبيعة الحال، أن المسير قصير بما فيه الكفاية لكي يبقى الشعاع أفقياً تقريباً. ومعادلة الشعاع المذكورة أعلاه مكافئة لقانون انكسار Snell-Descartes.

وفي وسط كروي طبقي يأخذ قانون الانكسار الشكل التالي:

$$(4.4) \quad n.r.\cos\varphi = \text{ثابت}$$

المعروف باسم صيغة Bouguer، حيث  $r$  هي المسافة من نقطة على الشعاع قيد النظر إلى مركز الأرض. ويتوقف الثابت في المعادلة (4.4) على الأحوال الأولية للشعاع.

### 2.1.4 دليل الانكسار المعدل ونصف القطر الفعلي للأرض

قيمة دليل الانكسار قريبة جداً من الوحدة. ويمكن كتابتها (انظر التوصية ITU-R P.453) كما يلي:

$$(5.4) \quad n = 1 + N \cdot 10^{-6}$$

حيث  $N$  هي الانكسارية، معبراً عنها "بوحدة  $N$ " (انظر الفصل 3).

وعندما يكون لمسير شعاع في الغلاف الجوي نصف قطر انحناء يساوي نصف قطر الأرض  $a$ ، نجد من المعادلة (3.4) أن:

$$(6.4) \quad \frac{dn}{dh} = -\frac{1}{a}$$

ومن ثم

$$(7.4) \quad n + \frac{h}{a} = \text{ثابت}$$

أو

$$(8.4) \quad N + 10^6 \cdot \frac{h}{a} = \text{ثابت}$$

وتسمى الكمية

$$(9.4) \quad M = N + 10^6 \cdot \frac{h}{a}$$

دليل الانكسار، ويعبر عنه بوحدة  $M$ . وعند استخدام معامل modulus الانكسار  $M$ ، يمكن اعتبار حدوث الانتشار على امتداد أرض مسطحة في غلاف جوي قيمة الانكسارية فيه  $M$ . وتكون قيمة انحناء الأشعة نسبة إلى الأرض (المسطحة)  $\rho'$  كما يلي:

$$(10.4) \quad \frac{10^6}{\rho'} = -\frac{dM}{dh}$$

وعلى العكس، يمكن اعتبار ذلك بمثابة تمثيل لحالة يكون فيها الانتشار مستقيماً فوق أرض نصف قطرها الفعلي  $r_e$  بموجب العلاقة:

$$(11.4) \quad \frac{10^6}{r_e} = \frac{10^6}{ka} = \frac{dM}{dh} = \frac{dN}{dh} + \frac{10^6}{a}$$

حيث  $k$  هي عامل نصف قطر الأرض الفعلي.

## 2.4 الآثار الانكسارية في الأحوال العادية

### 1.2.4 الانكسار دون المعياري والانكسار فوق المعياري

في الأحوال العادية تعطى  $dN/dh = -39$  وحدة  $\text{km}/N$  من أجل نصف قطر الانحناء لمسيرات الأشعة حيث  $\rho = 25\,641$  كيلومتراً. وفي هذه الأحوال يكون انحناء الأشعة أقل من انحناء سطح الأرض (الشكل 1.4). وعندما تكون قيم  $dN/dh$  أكبر من  $-39$  وحدة  $\text{km}/N$  يقال أن الانكسار في الغلاف الجوي دون المعياري. وتتوفر أحوال الانكسار فوق المعياري من أجل  $dN/dh$  أصغر من  $-39$  وحدة  $\text{km}/N$ . ونصف قطر الانحناء يساوي نصف قطر الأرض من أجل  $dN/dh = -157$  وحدة  $\text{km}/N$ . وتتوفر أحوال جريان من أجل  $dN/dh$  أصغر من  $-157$  وحدة  $\text{km}/N$ . وتتقاطع مسيرات الأشعة مع سطح الأرض وتحداث انعكاسات على الأرض (الشكل 1.4).

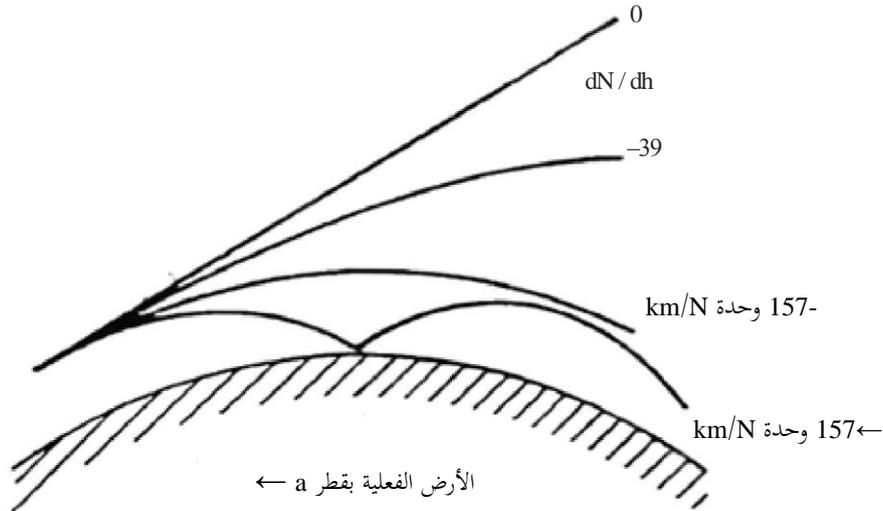
ومن ذلك يتبع أن معامل نصف قطر الأرض الفعال  $k_e$  يعطى بالعلاقة:

$$(12.4) \quad k_e = \frac{10^6/a}{dN/dh + 10^6/a} = \frac{157}{157 + dN/dh}$$

وفي الأحوال الاعتيادية ( $dN/dh = -39$  وحدة  $N$ ) يساوي المعامل  $k_e$  حوالي 4/3.

### الشكل 1.4

#### آثار الانكسار في الغلاف الجوي على انتشار الإشارات الراديوية



Radio-Meteo. 04-01

### 2.2.4 زاوية الارتفاع الظاهرية

يترتب على الانخفاض في دليل الانكسار بتزايد الارتفاع زيادة في زاوية الارتفاع الظاهرية لمصدر بعيد. وسيكون هناك تقلبات حول هذه الزاوية الظاهرية بسبب الاختلافات المحلية في بنية دليل الانكسار. وانحناء الأشعة بسبب الانكسار مستقل جوهرياً عن التردد. ويلاحظ أن جزءاً كبيراً من انحناء الشعاع الراديوي يحدث في الجزء الأكثر كثافة وتغيراً في الغلاف الجوي الأقرب إلى سطح الأرض. وفي حالة الانتشار أرض-فضاء، تتناقص بسرعة الأخطاء في زاوية الارتفاع الظاهرية لساتل ما بسبب الانكسار عندما يتحرك الساتل من الأفق إلى السمات.

والمعلومات المنشورة بشأن قياسات الانحراف الزاوي ليست مستفيضة. ويحتوي الجدول 1.4 على بعض نتائج القياس.

### الجدول 1.4 قيم الانحراف الزاوي

متوسط مجموع الانحراف الزاوي، $\Delta\theta$ (بالدرجات)				زاوية الارتفاع $\theta$ (بالدرجات)
الهواء البحري المداري	الهواء البحري المعتدل	الهواء القاري المعتدل	الهواء القاري القطبي	
0,65	—	—	0,45	1
0,47	0,38	0,36	0,32	2
0,27	0,26	0,25	0,21	4
0,14	0,12	0,11	0,10	10
	0,06	0,05		20
	0,04	0,03		30
الاختلافات من يوم إلى يوم بقيمة $\Delta\theta$ (للمودين 1 و 4 فقط)				
متوسط جذر التربيع 0,1				1
متوسط جذر التربيع 0,007				10

وكلما تضاعف عرض حزمة الهوائي ازدادت الدقة المطلوبة لتوجيه الهوائي. ونماذج الغلاف الجوي غير كافية أحياناً لتحديد زاوية توجيه الهوائي؛ وفي هذه الأحوال يجب استخدام القيم المقیسة لدلیل الانكسار كدالة للارتفاع.

### 3.2.4 طول المسير الكهربائي الراديوي

بما أن معامل الانكسار في التروبوسفير أعلى من الوحدة ويختلف كدالة باختلاف الارتفاع، فإن طول المسير الراديوي لموجة تنتشر على خط البصر يتجاوز طول المسير الهندسي. ويمكن الحصول على الفرق في الطول بخطأ أقل من 2 cm لزاوية ارتفاع  $\varphi_0$  أكبر من 3 درجات، بواسطة علاقة التكامل التالية:

$$(13.4) \quad \Delta L = \int_0^{\infty} (n-1) ds$$

فإذا أهمل الانحراف بين مسير الموجة الفعلي والخط المستقيم ما بين طرفي المسير، وإذا افترضنا علاقة أسية في الغلاف الجوي (تناقص أسية بقيمة  $n-1$  بتزايد الارتفاع)، يمكن حساب تكامل المعادلة (13.4) [Boithias, 1984] كما يلي:

$$(14.4) \quad \Delta L = \frac{(n_s - 1)^2}{\left[ \frac{dn}{dh} \right]_s \sin \varphi_0}$$

حيث  $n_s$  و  $(dn/dh)_s$  هما دليل الانكسار وتدرجه الرأس قرب سطح الأرض، على التوالي. ولكن نظراً لبعض مواطن نقص الدقة في النموذج الأسي في الغلاف الجوي، فقد تنطوي المعادلة (14.4) على خطأ بمقدار بضع عشرات السنتيمترات في مسير رأسي أرض-ساتل. ومن المفيد معرفة التدرج الرأسى لدليل الانكسار، إما من القياسات في الموقع أو من خرائط تدرج الانكسارية على سطح الأرض.

ومع ذلك لا بد، في بعض التطبيقات، من معرفة طول المسير الزائد بمتوسط دقة أفضل من 10 cm في المسير الرأسى. ولكن نادراً ما تتوفر القيم الآنية لتدرج الانكسارية على سطح الأرض، بينما من الممكن قياس المتغيرات الجوية السطحية. وقد اقترح [Berrada-Baby et al., 1988] العمل بنموذج شبه تجريبي للتنبؤ بطول المسير الزائد الرأسى  $\Delta L_v$  بناءً على القياسات السطحية للضغط الجوي  $P$ ، ودرجة الحرارة  $T$  والرطوبة النسبية  $U$ ، وذلك باستخدام جانيبات السبر الراديوي في الجو المتوفرة بفضل حملة البرنامج العالمي لأبحاث الغلاف الجوي (GARP) لكامل عام 1979 على صعيد العالم (500 محطة أرصاد جوية، 365 يوماً، عمليتا سبر كل 24 ساعة). ووفقاً لهذا النموذج، يكون التعبير العام لطول المسير الزائد  $\Delta L$ ، لأي زاوية ارتفاع معينة  $\varphi_0$  هو:

$$(15.4) \quad \Delta L = \frac{\Delta L_v}{\sin \varphi_0 \left\{ 1 \div k \cot^2 \varphi_0 \right\}^{1/2}} + \delta(\varphi_0 \cdot \Delta L_v)$$

حيث  $\Delta L_v$  هو طول المسير الزائد الرأسي و  $k$  و  $\delta$  ( $\varphi_0$ ،  $\Delta L_v$ ) هما عبارتا تصحيح يستخدم في حسابهما افتراض الغلاف الجوي الأسي.

ويتم الحصول على  $\Delta L_v$  بحساب منفصل لكل من مساهمات المكونتين "الجافة" و"الرطبة" في التربوسفير ومن ثم تعطى بالأمتار بحسب العلاقة:

$$(16.4) \quad \Delta L_v = 0.02228 \frac{P}{g} + f(T)U \quad (m)$$

حيث  $P$  هي الضغط الجوي بوحدة hPa، و  $U$  هي الرطوبة النسبية (%) و  $g$  هو التسارع الناجم عن الجاذبية في موقع القياس بوحدة  $m/s^2$ . وتتوقف الدالة  $f(T)$  على الموقع الجغرافي موضع الاهتمام وقد تبين، من مصرف البيانات المذكور أعلاه، أنها في شكل:

$$(17.4) \quad f(T) = \nu 10^{\gamma T}$$

وتعطى قيم  $T$  (بدرجات  $^{\circ}C$ )، و  $\nu$  (بالأمتار/% من الرطوبة النسبية) و  $\gamma$  (بدرجات  $^{\circ}C^{-1}$ ) وفقاً للموقع الجغرافي في الجدول 2.4.

#### الجدول 2.4

#### القيم من أجل $f(T)$ بحسب الموقع الجغرافي

الموقع	$\nu$ (m/%)	$\gamma$ ( $^{\circ}C^{-1}$ )
المناطق الساحلية (الجزر، أو المواقع التي تبعد أقل من 10 km عن شاطئ البحر)	$5,5 \times 10^{-4}$	$2,91 \times 10^{-2}$
المناطق المدارية غير الساحلية	$6,5 \times 10^{-4}$	$2,73 \times 10^{-2}$
جميع المناطق الأخرى	$7,3 \times 10^{-4}$	$2,35 \times 10^{-2}$

وتعطى قيمة طول المسير الرأسي الزائد الناجم عن التربوسفير الجاف بواسطة الحد الأيمن الأول من المعادلة (16.4). و جدير بالملاحظة أن هذه المكونة من النموذج تنطوي فقط على اعتبارات نظرية (توازن السوائل وقانون الغاز المثالي). وتبلغ قيمتها حوالي 2,3 m. والانحراف المعياري  $\sigma_d$  بين هذه المكونة الجافة وتلك التي تم الحصول عليها من مصرف البيانات لعام واحد على الصعيد العالمي لجانبيات السبر الراديوي الجوي المذكور أعلاه، هو أقل من 5 m.

وقد يكون طول المسير الرأسي الزائد الناجم عن بخار الماء، بموجب الحد الثاني من المعادلة (16.4)، كبيراً يصل إلى 50 cm. ومع ذلك، يشير تحليل لآثار بخار الماء [Berrada-Baby et al., 1988] إلى أن الاختلافات تسهم في إدخال أخطاء في تحديد المسير الزائد، وهي أكبر من تلك الناجمة عن التربوسفير الجاف. وبموجب الصيغة الواردة أعلاه، يتراوح هذا الخطأ من 2 إلى 6 cm تبعاً للموقع الجغرافي موضع الاهتمام. و يتزايد الانحراف المعياري  $\sigma_w$  بين التقدير وبين ما هو مستقى من مصرف البيانات المذكور أعلاه أسياً بتزايد درجة حرارة الأرض على النحو التالي:

$$(18.4) \quad \sigma_w = 1.89 \cdot 10^{0.0164 T}$$

ولحساب طول المسير الزائد في أي زاوية ارتفاع  $\varphi_0$ ، يجب استخدام المعادلة (15.4). ويأخذ العامل التصحيحي  $k$  في الحسبان الاختلافات في زاوية الارتفاع  $\varphi$  على امتداد المسير بسبب الانكسار.

وعلى افتراض أن الانكسارية الجوية تختلف أسياً باختلاف الارتفاع  $h$ ، كما هو مذكور في الفصل 3، فإن:

$$(19.4) \quad N(h) = N_s \cdot \exp(-h / H)$$

حيث  $N_s$  هو متوسط قيمة الانكسارية على سطح الأرض و  $H$  هو مقياس الارتفاع. وباستخدام نموذج أسي لجانبية الانكسارية، يكون لدينا:

$$(20.4) \quad H = 10^6 \cdot \Delta L_v / N_s$$

ولحساب العامل  $k$  التصحيحي، يشتق  $H$  من المعادلة (20.4) حيث تكون  $\Delta L_v$  على النحو المحدد في المعادلة (16.4). عندئذ تحتسب  $k$  من العلاقة التالية:

$$(21.4) \quad k = 1 - \left[ \frac{n_s r_s}{n(H) r(H)} \right]^2$$

حيث  $n_s$  و  $n(H)$  هما قيمتا دليل الانكسار على سطح الأرض وعلى ارتفاع  $H$ ، على التوالي، و  $r_s$  و  $r(H)$  هما المسافتان المقابلتان إلى مركز الأرض. وقد حددت القيمة السطحية للانكسارية  $N_s$  في الفصل 3. وتبين أن قيمة  $k$  تبلغ ما يقرب من  $10^{-2}$ .

وبالنسبة لزوايا ارتفاع صغيرة، يمكن استخدام عامل التصحيح  $\delta(\varphi_0, \Delta L_v)$  في المعادلة (15.4) لتحسين قيمة  $\Delta L$ . ومع ذلك، فإن مرتبتها لا تتعدى بضعة سنتيمترات عند 10 درجات، وهي قيمة مهملة عموماً نسبة إلى مواطن عدم اليقين الأخرى.

وهناك عدة طرائق متاحة لتقدير متوسط تأخر الانتشار عبر مسير مائل داخل التروبوسفير أو خارجه. وهناك طريقة متاحة أيضاً لتقدير تباين التأخر على مسير أرض-فضاء، على أساس التباين الشهري للانكسارية السطحية والتقديرات شبه التجريبية لتقلبات التأخر في الطيف الترددي [Nuspl et al., 1975].

#### 4.2.4 انتشار الحزمة عبر مسيرات مائلة

قد ينتج فقدان الإشارة أيضاً عن انتشار إضافي لشعاع الهوائي ناجم عن اختلاف الانكسار الجوي مع زاوية الارتفاع. وهذا التأثير مهمل بالنسبة لجميع زوايا الارتفاع فوق حوالي 3 درجات. ويبين الشكل 2.4 أدناه [Crane, 1971] الخسائر عبر كامل الغلاف الجوي بسبب آثار الانكسار الجوي. وعند قيمة درجة ارتفاع واحدة، تكون الخسائر حوالي  $0,8 \pm 0,3$  dB وفي الأفق، تصبح الخسارة أكبر من 2 dB مع هامش من عدم اليقين من نفس رتبة متوسط الخسارة. وقد تم الحصول على هذه النتائج بتتبع الأشعة عبر العديد من جانبيات دليل الانكسار ليلاً ونهاراً في ألباني، ولاية نيويورك، خلال فترة عدة سنوات. ويمكن أن تعتبر النتائج نموذجية للآثار المرصودة في مواقع (قارية) بعيدة عن الساحل. وبالنسبة للمواقع بالقرب من المناطق الساحلية والجزر والبحر أو في المناطق المدارية، قد تزداد الخسائر إلى حد ما نتيجة زيادة الانكسارية السطحية ومختلف تدرجات دليل الانكسار القريبة من السطح [Yokoi et al., 1970]. والخسائر مستقلة عن التردد على مدى يتراوح من 1 إلى 100 GHz حيث يسهم بخار الماء في جانبية الانكسار. ولم تقدر الآثار الناجمة عن الهواء الجاف وحده وفي ترددات أعلى ولكن ينبغي أن تكون أقل شأنًا.

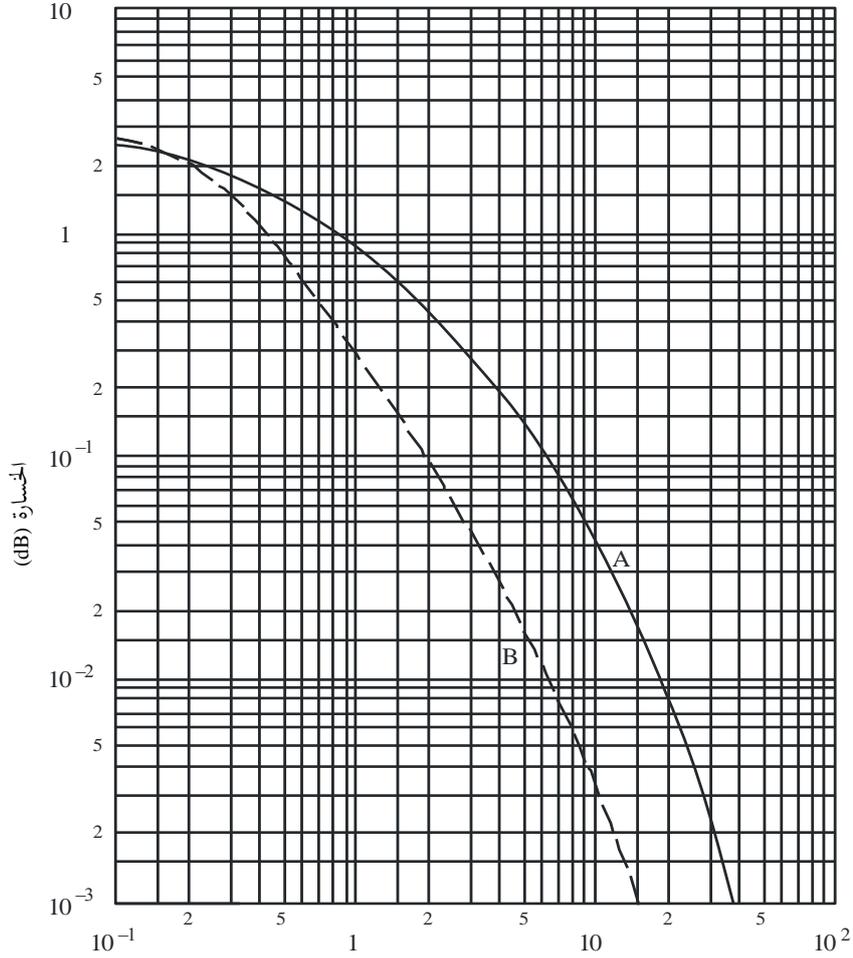
#### 5.2.4 الخطأ في معدل المدى

عندما تجتاز موجة راديوية الغلاف الجوي أو تنتشر داخله على امتداد مسير أرض-فضاء فإنها تتعرض إلى انحناء في الأشعة وزيادة في الطور وتأخر جماعي، مما يتسبب في أخطاء لا تقتصر على قياس المدى وزاوية الارتفاع بل يتسبب أيضاً في أخطاء سرعة Doppler (أو السرعة الشعاعية) كما لوحظ من المحطات الأرضية، أي انحراف معدل المدى الظاهري ( $dL_e/dt$ ) عن معدل المدى الفعلي ( $dL/dt$ ):

$$(22.4) \quad \Delta \frac{dL}{dt} = \frac{dL_e}{dt} - \frac{dL}{dt}$$

## الشكل 2.4

الخسارة الناجمة عن الانتشار الإضافي لحزمة ما  
والانحراف المعياري حول المتوسط



زاوية الارتفاع المبدئية (درجات)

المنحنى A: متوسط الخسارة

المنحنى B: الانحراف المعياري

Radio-Meteo. 04-02

وبافتراض أن الغلاف الجوي كروي طبقي، يمكن اشتقاق التعبير عن معدل المدى الظاهر من قانون Snell.

$$(23.4) \quad \frac{dLe}{dt} = n_t \left[ \frac{\cos \varphi_t}{\cos \alpha_t} \vec{L}_0 - \frac{\sin(\alpha_t - \varphi_t)}{\cos \alpha_t} \vec{a}_{t_0} \right] \cdot \vec{V}$$

حيث:

$\varphi_t$ : الارتفاع المحلي للأشعة عند الهدف

$\alpha_t$ : الارتفاع المحلي (عند الهدف) للخط  $L$  بين المرسل والمستقبل

$n_t$ : دليل انكسار الغلاف الجوي عند الهدف

$a_t$ : المدى الشعاعي للهدف من مركز الأرض

$\vec{L}_0$  و  $\vec{a}_{t_0}$ : متجهها وحدة في اتجاهي  $L$  و  $a_t$

$\vec{V}$ : متجه سرعة الهدف.

وعلاوة على ذلك،

$$(24.4) \quad \frac{dL}{dt} = \vec{L}_0 \cdot \vec{V}$$

تتناقص  $\Delta \frac{dL}{dt}$  بسرعة بتحرك الهدف من الأفق إلى السميت.

### 3.4 الانتشار في أحوال الانكسار دون المعياري

#### 1.3.4 عامل نصف قطر الأرض الفعلي من أجل المسير، $k_e$

من شأن قيم صغيرة للعامل  $k$  أن تتسبب في خبو العائق في بعض المسيرات. ومن أجل التنبؤ بهذا الخبو لا بد من معرفة إحصاءات القيم المنخفضة للعامل  $k$ . ولكن بما أن السلوك الآني للعامل  $k$  يختلف في نقاط مختلفة على طول مسير معين، يمكن اعتبار عامل  $k$  فعال للمسير  $k_e$  (انظر المعادلة (12.4)). وبشكل عام، يتم تحديد  $k_e$  من قياسات الانتشار وهو يمثل متوسطاً مكانياً لا يمكن الحصول عليه خلاف ذلك إلا من العديد من عمليات السبر الجوية المتأونة على طول مسير الانتشار. ويكشف توزيع القيم  $k_e$  المحددة على هذا النحو عن تباين أقل من التباين المستخرج من القياسات الجوية في نقطة واحدة. وتتناقص درجة التباين بتزايد المسافة.

وتبين القياسات التي أجريت في روسيا، بالقرب من موسكو، في نطاق التردد 600 MHz إلى 2 GHz، على امتداد خمس مسيرات خط البصر بطول 40-60 km، قيمة  $k_e$  تتجاوز 0,86 من أجل 99,9 في المائة من الزمن. ومع ذلك، تبين أن قيمة  $k_e$  المستقاة من القياسات الجوية في طبقة سماكتها 100 m قد تجاوزت مقدار 0,7 لنفس النسبة المئوية من الزمن [Troitsky, 1957]. كما تعطي هذه الورقة أيضاً الخلفية النظرية لاستخدام العامل الفعال  $k$ ،  $k_e$ ، مع مراعاة اللاخطية لتبعية الارتفاع  $N$  وتباينه على طول المسير.

وتشير قياسات لزوايا الوصول، أجريت في ألمانيا على امتداد مسير من 70 km في خط البصر، أجريت عند تردد 515 MHz، إلى أن متوسط قيمة  $k_e$  على هذا المسير لا يكشف عن مجال واسع من القيم كما قد يكون متوقعاً من رصدات جوية أجريت في نقطة واحدة على المسير. وتظهر قياسات الانكسار التي أجريت في المملكة المتحدة على امتداد مسير من 55 km في خط البصر أن قيمة  $k_e$  تتجاوز 0,9 من أجل 99,9 في المائة من الزمن. وتظهر القياسات التي أجريت في اليابان عند تردد 6,7 GHz على مسير 112,7 km من الانتشار في عرض البحر، بموجة تنعكس على سطح البحر، أن قيمة  $k$  الفعالة تتجاوز 0,99 من أجل 99,9 في المائة من الزمن. وتظهر القياسات التي أجريت في إيطاليا على وصلة طويلة جداً (240 km) فوق البحر، عند ترددي 900 MHz و 2 164 MHz، أنه لم تقاس أي قيمة  $k_e$  أقل من 1 خلال فترة 10 أشهر من القياس.

وفي مجال التطبيق على وصلات المرحلات الراديوية، تحتوي التوصية ITU-R P.530 على منحني تجريبي يظهر القيمة الدنيا لعامل  $k_e$  كدالة لطول المسير من أجل مناخ معتدل.

#### 2.3.4 التنبؤ بالقيمة الدنيا للعامل $k_e$

اقترح [Mojoli, 1980] إجراءً لحساب القيمة الدنيا للعامل  $k_e$ . وخطوات هذا الإجراء هي كما يلي:

– الحصول على توزيع التدرج الرأسي للدليل الانكسار في نقطة ما  $G_0$  للموقع موضع الاهتمام وتقييم انحرافه المتوسط  $\mu_0$  وانحرافه المعياري  $\sigma_0$ .

وتقدر قيمة  $\sigma_0$  من التوزيع  $G_0$  فوق القيمة الوسيطة. ومع أن توزيع  $G_0$  ليس توزيعاً عادياً عموماً، فإن  $\sigma_0$  تقدر بافتراض توزيع عادي.

ونظراً إلى أن تدرجات الانكسارية الموجبة التي تؤدي إلى خبو العائق تحدث في الغلاف الجوي الأدنى، ينبغي استخدام التوزيع للطبقة الأرضية بسماكة 100 متر.

- يفترض أن يكون توزيع التدرج  $G_0$  في نقطة ما هو نفسه على طول المسير بأكمله. ولكي يؤخذ في الاعتبار أن السلوك الآني للتدرج  $G_0$  عند نقطتين يمكن أن يكون مختلفاً فقد نُظر في "التدرج الفعال"  $G_e$ .
- بيان أن التدرج الفعال  $G_e$  يمكن أن يكون متوسط التدرجات  $G_0$  على طول القفزة. ويمكن أيضاً بيان:
  - أن توزيع  $G_e$  يميل إلى توزيع عادي بتزايد الطول  $d$  (km) في زيادات المسير؛
  - أنه يمكن إعطاء المتوسط  $\mu_0$  والانحراف المعياري  $\sigma_0$  للتدرج  $G_0$  بالتعبيرين التجريبيين التاليين:

$$\mu_e \approx \mu_0$$

(25.4)

$$\sigma_e \approx \frac{\sigma_0}{\sqrt{1+d/d_0}}$$

- وقد أكدت القياسات المتأونة لتدرج دليل الانكسار الراديوي عند نقطتين على طول مسير في مناخ شمال أوروبي نتائج النموذج الإحصائي والقيمة  $d_0 \approx 13,5$  km؛
- حالما تتحدد القيمتان  $\mu_0$  و  $\sigma_0$  يمكن تحديد قيم  $G_e$ ، وبالتالي قيم  $k_e$  بالمعادلة (12.4)، التي يتم تجاوزها لأي نسبة مئوية من الزمن. على سبيل المثال:

$$(26.4) \quad G_e \approx \mu_e + 3.1 \sigma_e$$

من أجل احتمال 99,9 في المائة

$$(27.4) \quad G_e \approx \mu_e + 3.7 \sigma_e$$

من أجل احتمال 99,99 في المائة؛

- يقترح الإجراء الوارد أعلاه لمسيرات أطوالها  $d$  أكبر من حوالي 20 km. وتصمم القفزات القصيرة بطول أقل من 20 km بتحفظ باستخدام إحصاءات التدرج الرأسي  $G_0$  في نقطة ما مباشرة. أي  $\mu_e \approx \mu_0$  و  $\sigma_e \approx \sigma_0$ .

وقد تم تطبيق هذا الإجراء في ثلاثة مواقع. وفي أحد المواقع، Trappes في فرنسا، يتوافق المنحنى المحسوب الذي يمثل القيمة الدنيا  $k_e$  مقابل طول مسير من أجل 99,99 في المائة من الزمن توافقاً جيداً مع المنحنى، القائم على قياسات راديوية بحتة، الممثل في الشكل 2 في التوصية ITU-R P.530.

وثمة تطبيق آخر لهذا الإجراء في ثمانية مواقع أخرى يعطي الاستنتاجات التالية. وبصفة عامة، إذا استخدمت بيانات أسوأ شهر على أساس تقدير متحفظ من الانحراف المعياري لتدرج الانكسارية (باستخدام القيمة 99,9 في المائة مثلاً) فإن الطريقة المذكورة أعلاه من شأنها أن تعطي مؤشراً جيداً لقيمة  $k_e$  في منطقة معينة. وينبغي ألا تستخدم الطريقة عموماً لنسبة أكبر من 99,9 في المائة من الشهر. وكذلك، لا تنطبق هذه الطريقة على المناطق التي يكون فيها متوسط تدرج الانكسارية أقل من حوالي 100 km/N.

وقد قدرت قيمة  $d_0$ ، في المعادلة (25.4) من قياسات وجيزة أجريت في فنلندا. وربما يمكن الحصول على قيم  $d_0$  مختلفة جداً من بيانات من بلدان تقع في خطوط عرض منخفضة.

كما استخدمت تقنيات أخرى لتقدير إحصاءات  $k_e$  أو معلمات أخرى ذات صلة في أحوال الانكسار دون المعياري لمناطق جغرافية أخرى [Schiavone, 1981; Kalinin, 1979].

#### 4.4 الانتشار في طبقات الانكسار فوق المعيارية

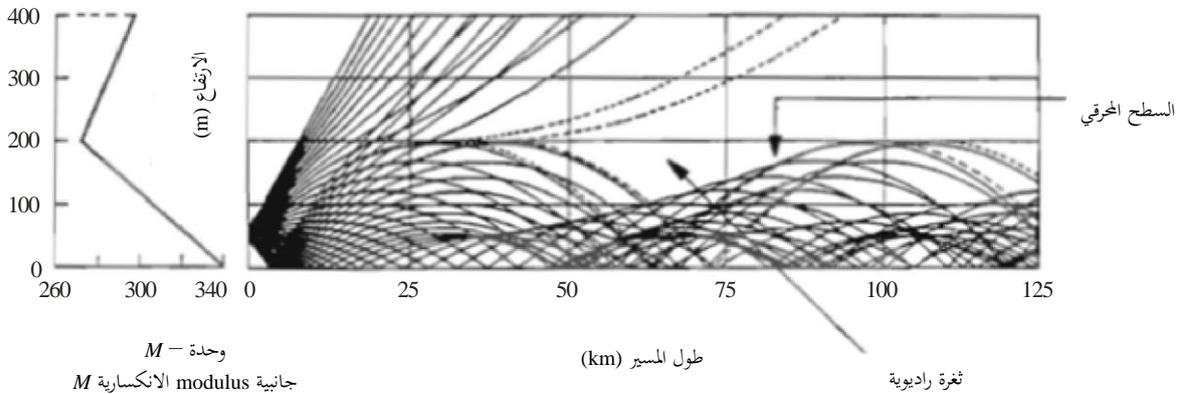
ليس من الميسور عادة وصف البنى الانكسارية لطبقات الانكسار فوق المعيارية لأن الجانبية الرأسية للانكسارية  $N$  ليس لها شكل منتظم. ويعطي الشكل 12.3 مثلاً على ذلك. ومع ذلك فإنه غالباً ما يكون من الأفضل النظر في الجانبيات الرأسية التخطيطية للانكسارية  $N$  أو لمعامل الانكسار  $M$ ، كما هو مبين في الشكلين 14.3 و 15.3.

##### 1.4.4 وصف الجودة بواسطة تتبع الأشعة

استخدم العديد من الباحثين تقنيات تتبع الأشعة لمحاكاة تأثير طبقة الجريان على الانتشار الراديوي على مسير خط البصر. وقد تُبين عمليات المحاكاة هذه في صورة بيانية الانعكاسات المحرفية والأشعة المنعكسة من الأرض والمناطق ذات الثغرات الراديوية. وثمة مثال لذلك في الشكل 3.4 [Boithias, 1984].

#### الشكل 3.4

##### مثال لرسم مسارات الأشعة



-500N/km تدرج الانعكاسية في الجرى  
200m سماكة الجرى  
50 m ارتفاع هوائي الإرسال

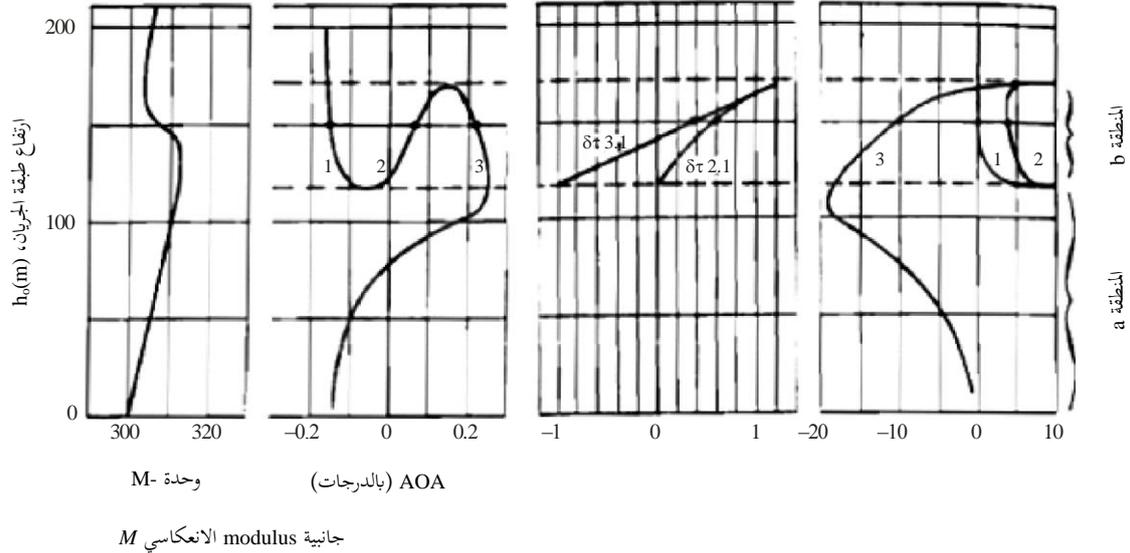
Radio-Meteo. 04-03

وتعطي تطبيقات تقنية رسم مسار الأشعة الدليل على أن تعزيز سوية الإشارة والخبو الانتقائي بسبب تعدد المسيرات والخبو المنتظم ضمن عرض نطاق واسع، الملحوظة في التجارب، هي جوانب متأصلة لنفس الظاهرة وتعتمد على الارتفاع النسبي لهوائيات الإرسال والاستقبال وعلى ارتفاع طبقة الجريان نسبة إلى هوائي الإرسال [Parl, 1983]. وفي هوائي الاستقبال، يتفاوت عدد الأشعة واتساعها  $A$  وزمن التأخر النسبي  $\delta\tau$  وزاوية الوصول (AOA) باختلاف ارتفاع طبقة الجريان " $h_0$ " فيما يتعلق بارتفاعات المطاريف (انظر الشكل 4.4) [Webster, 1983].

## الشكل 4.4

تفاوت الاتساع المستقبل /A/ وزمن التأخر  $\delta\tau$  بين الأشعة وزاوية الوصول AOA على أساس طبقة جريان بارتفاع  $h_0$

(الأرقام 1، 2، 3 تشير إلى الأشعة الثلاثة المختلفة بسبب طبقة الجريان)



## الجدول 3.4

## القيم المعيارية المستخدمة في الشكل 4.4

300	انكسارية أصلية على الأرض، $N_0$ (وحدات N)
40-	تدرج الانكسارية الأساسي، (وحدات km/N)
20-	التفاوت في الانعكاسية، $\Delta N$ (وحدات N)
100	سماعة طبقة الجريان، $H$ (m)
100	ارتفاع المرسل، $h_{0T}$ (m)
100	ارتفاع المستقبل، $h_{0R}$ (m)
50	طول المسير، $L$ (km)

وضمن مجال ارتفاع معين  $h_0$  في الشكل 4.4، تبدي المنطقة a آثار انزياح وانحرافات في زاوية الوصول تحدث في آن واحد وهنالك في المنطقة b ثلاثة أشعة. وفي حالة تعدد المسيرات في الغلاف الجوي، عندما يتساوى  $h_0$  وارتفاع المطرافين، لوحظ ما يصل إلى 11 شعاعاً [Parl, 1983]. وقد يكون لبعض الأشعة اتساع صغير، ولكن التأثير لا يكون مهماً إذا أنتج مجموع الأشعة الأخرى اتساعاً صغيراً. ويتناسب انتشار التأخر النسبي للأشعة مع  $d^3$  للمسافات الصغيرة ومع  $d$  للمسافات أكبر.

ويكون للاختلافات الزاوية للمسير عندما يكون هناك مسير واحد (انظر الشكل 4.4) نفس مرتبة حجم انحرافات زاوية الوصول أثناء تعدد المسيرات. ولذلك لا يمكن تقليص مشكلة تعدد المسيرات بمجرد زيادة كسب الهوائي، وذلك بسبب آثار فك الاقتران في الهوائي.

وكان هناك عدد قليل من الدراسات النظرية لآليات الانتشار التي تتسبب في خبو شديد في مسيرات زاوية ميل منخفضة. وثمة دراسة تستخدم المحاكاة بتتبع الأشعة تشير إلى أن فك الاقتران قد يكون السبب الرئيسي [Strickland, 1980]. وتشير عمليات محاكاة تأثير الفرق الكبير في ارتفاع الهوائي بين المطرافين إلى أن تعدد المسيرات في الغلاف الجوي يصبح مستحيلاً ولكن آثار فك

اقتران الهوائي يمكن أن تكون هامة. وعلاوة على ذلك، وفي أحوال انخفاض استقبال الإشارة يمكن أن يكون لشعاع منعكس من الأرض، حتى لو كان ضعيفاً، تأثير هام.

#### 2.4.4 آثار الجريان

يترتب على طبقات الجريان آثار هامة، سواء بالنسبة لمسيرات خط البصر أم المسيرات التي ليست في خط البصر في ظروف الانكسار العادية.

وفي وجود طبقة جريان، يفقد مفهوم الأفق معناه، ويمكن لنقاط بعيدة جداً أن تكون "في خط البصر". ولذلك فإن وجود طبقات الجريان هو واحد من الأسباب الرئيسية للتداخل بين خدمتين. وهناك دراسة عامة عن آليات التداخل في التوصية ITU-R P.452.

ويظهر في الشكل 3.4 تأثير طبقات الجريان في توليد الانعكاسات المحرقة ومناطق سوية الإشارة المنخفضة.

ويتسبب الجمع بين اثنين أو أكثر من الأشعة، التي تتعرض لتأخرات انتشار مختلفة، في خبو تردد انتقائي قد يؤدي إلى اختلافات في الاتساع والطور داخل عرض نطاق قناة الإرسال. ورغبة في توصيف هذا التأثير لفائدة مصممي النظم، لا بد من معرفة أثر وظيفة النقل المعقدة للقناة الجوية على استجابتها النبضية في أحوال الانتشار المتعدد المسيرات.

وفي كثير من النتائج التجريبية، هناك أدلة على تغييرات سريعة نسبياً في أحوال الانتشار أثناء نشاط متعدد المسيرات، أي تغييرات في غضون أجزاء من الثانية.

وما إذا كانت طبقة جريان تتسبب في تشتت موجة راديوية واردة عمودياً على الطبقة من الأسفل أو في انعكاسها أو انكسارها، فهذا أمر يتوقف إلى حد كبير على تدرج دليل الانكسار، والتقلبات الصغيرة النطاق في دليل الانكسار وزاوية الورود، ونسبة طول الموجة الراديوية إلى سماكة الطبقة. وتحديث عملية الجريان بالنسبة لزاوية ورود تماسية بقيمة  $\theta$  أقل من القيمة الحرجة  $\theta_c$ :

$$(28.4) \quad \theta < \theta_c = \arcsin \left( \sqrt{2|\Delta M| \times 10^{-6}} \right)$$

حيث  $\Delta M$  هي هبوط معامل modulus الانكسار عبر طبقة جريان سماكتها  $\delta$  [Dougherty and Dutton, 1980]. ولانتشار الجريان بكفاءة، يجب أن يكون الطول الموجي  $\lambda$  أقل من قيمة حرجة،  $\lambda_c$ :

$$(29.4) \quad \lambda < \lambda_c = 1.9 \times 10^{-4} D^{1.8}$$

حيث  $D$  هي سماكة الجريان الراديوي في التروبوسفير مقدره بالأمتار.

ويحدث الانعكاس عندما تكون زاوية الورود التماسية أقل من الزاوية الحرجة. ويمكن تقريب معامل الانعكاس لمجال الورود كما يلي:

$$(30.4) \quad |C_R| \approx \frac{1}{4\pi} (\theta_c / \theta)^2 \left( \frac{\sigma}{\delta} \right)$$

حيث  $\lambda/2\delta \sin \theta = \sigma/\delta$  في حدود 1 أو أقل [Hall, 1980]. ويحدث انعكاس مرآوي يتسم بالكفاءة عندما يكون المقياس الرأسي  $\lambda/2 \sin \theta = \sigma$  أكبر من  $\delta$ .

ومن شأن طبقة رقيقة مضطربة أن تتسبب أيضاً في انعكاس مرآوي عندما يكون المقياس الرأسي أكبر من المقياس الخارجي الرأسي للاضطراب:

$$(31.4) \quad \sigma > L_{ov} \approx \delta$$

وعندما تكون  $\sigma < L_{ov}$ ، تفضي الطبقة الرقيقة إلى تشتت مضطرب في الحجم.

وبالنسبة لانعكاس طبقة أو انتشار مجرى مرتفع، فإن الشرط المطلوب هو وجود طبقات تروبوسفير لها تدرجات قوية بما فيه الكفاية. ولوحظ أن هذه الطبقات تحدث محدودة بصفائح رقيقة مضطربة. وتبعاً للتردد ولزاوية الورد، فإن الطبقة تؤدي إلى تشكل جريان، أو انعكاس من الطبقة بأكملها، أو انعكاس من الصفائح المضطربة أو تشتت حجم جراء الاضطراب ضمن الصفائح.

#### 1.2.4.4 النُّهْج النظرية للانتشار في أحوال الجريان

رغبة في حل بعض المشكلات النظرية التي تصادف في دراسات الانتشار في أحوال الجريان، يمكن استخدام طرائق مختلفة تبعاً لتردد الموجة الحاملة وخصائص المجرى. وبالنسبة للترددات أقل من حوالي 300 MHz تعطي طريقة نظرية الأسلوب نتائج مرضية بينما تكون طريقة البصريات الهندسية أكثر ملاءمة للترددات في نطاق الموجات الديسيمترية (UHF) وما فوقها. ومع ذلك، ومن أجل التطبيقات العملية لنظرية الأسلوب يحتاج الأمر إلى هندسيات بسيطة.

#### 1.1.2.4.4 تردد القطع في مجرى ما

كما هو الحال في توجيه موجي معدني، تنتقل الموجة الكهرمغناطيسية عبر مجرى في التروبوسفير بأساليب موجية مختلفة. ويتوقف عدد الأساليب على نسبة سماكة المجرى إلى طول موجة الإشارة المنتقلة. ولكن أوجه الشبه بين التوجيه الموجي المعدني والمجرى في التروبوسفير تقتصر على حالة سطح أرض سلس جداً وناقل تماماً. وإذا افترضنا أيضاً أن ارتفاع المجرى ثابت على طول المسير الراديوي قيد الدراسة، وأن معامل الانكسار  $M$  يتناقص خطياً بتزايد الارتفاع في طبقة الجريان وأن تدرج  $M$  ثابت على طول المسير، عندئذ [Boithias, 1984]:

$$(32.4) \quad \frac{H}{\lambda} = \frac{A_n}{\sqrt{\Delta M}}$$

حيث:

$H$ : سماكة المجرى الدنيا لأسلوب الموجة  $n$

$A_n$ : ثابت تبعاً لمرتبة الأسلوب

$\Delta M$  (شدة المجرى): مجموع تناقص  $M$  في طبقة الجريان

$\lambda$ : طول الموجة

وبالنسبة لطبقة جريان أرضية لها ارتفاع ثابت وقيمة  $\Delta M$  معينة، يمكن حساب طول الموجة الأقصى لإشارة موجهة في مجرى باستعمال  $A_1 = 400$  و  $A_2 = 930$  و  $A_3 = 1460$  للأساليب الثلاثة الأولى. وتكون قيمة كل من  $A_1$  و  $A_2$  أقل بالنسبة لمجرى مرتفع.

ومع ذلك، فإن تردد القطع المحسوب لمجرى معين في التروبوسفير لا يقابل حداً صارماً. ومن الأفضل أن يؤخذ في الاعتبار أن قدراً متزايداً من الطاقة الكهرمغناطيسية يتسرب من المجرى في التروبوسفير عندما يتناقص التردد دون هذا الحد.

وبالنسبة لمجري سطحية في التروبوسفير بسماكة حوالي مائة متر، يكون عدد الأساليب بضع عشرات من الموجات الديسيمترية ولكن بضع مئات من الموجات السنتمترية. وفي هذه الأحوال من الأفضل استخدام البصريات الهندسية.

#### 2.1.2.4.4 أثر ميل المسير

لا يمكن توجيه الإشارة المرسله من مصدر راديوي في مجرى ما إذا كانت زاوية ارتفاعها كبيرة جداً. وبالنسبة لمجرى أفقي على سطح أرض مستوية ( $k = \infty$ )، له تدرج انكساري رأسي فقط، يمكن إيجاد حد زاوية الارتفاع  $\phi_0$  [Boithias, 1984]. وإذا كانت:

$$(33.4) \quad |\phi_0| \geq \sqrt{-2b_1 (H - h_0)}$$

فإن الإشارة سوف تهرب من المجرى ولن يحدث المسير المتعدد ولا الظواهر المصاحبة في الغلاف الجوي. وفي هذه المعادلة تكون  $b_1$  تدرج معامل الانكسار و  $H$  سماكة المجرى و  $h_0$  ارتفاع هوائي الإرسال.

وفي هذا المثال المبسط تكون  $\varphi_0$  أيضاً زاوية الشعاع مع حد السطح الأعلى لطبقة الجريان. وفي تضاريس منحدر ذات سطحٍ مستوٍ إلى حد ما يمكن الافتراض بأن طبقة الجريان سوف تتبع انحدار التضاريس. وفي هذه الحالة يتوقف الانتشار الراديوي على الفرق بين ميل المسير ومتوسط انحدار التضاريس وليس على ميل المسير وحده.

ويرى [Parl, 1983] أن ظواهر الانكسار الجوي لا تزال أكثر تعقيداً لأن زاوية الحد  $\varphi_0$  تختلف خطياً أيضاً مع طول المسير  $d$ . وباختصار، يمكن القول إن ميل المسير يسهم بدور هام في حدوث تعدد المسيرات، ولكن من الضروري أن يؤخذ في الاعتبار متوسط انحدار التضاريس وموقع الهوائي  $h_0$  في المجرى، وبالطبع الأحوال الجوية المحلية.

#### 2.2.4.4 خسائر الانتشار في المجاري

في حالة الانتشار في الفضاء الحر تتناقص القدرة التي تمر عبر وحدة المساحة بمقدار مربع المسافة. وفي حالة الانتشار في المجاري يزول انتشار الطاقة في الاتجاه الرأسي وتتناقص القدرة بمقلوب المسافة. أي عبر مسافة  $d'$  ضمن المجرى، ترتبط خسارة الإرسال الأساسية  $L_b$  بالخسارة في الفضاء الحر  $L_{bf}$  بحسب العلاقة:

$$(34.4) \quad L_b = L_{bf} - 10 \log d' + A$$

وقد لوحظت خسائر إرسال منخفضة من هذا القبيل فوق الماء. وبالطبع فإن هذا التحسين الكبير مقارنة بالانتشار في الفضاء الحر يخالفه عادة الحد  $A$  لمختلف آليات التوهين، بما في ذلك مثلاً خسائر التسرب بسبب عدم انتظام المجاري أو خسائر بسبب الانعكاس من سطح الأرض، وما إليه. ومع ذلك، لوحظ أنه في ترددات بين حوالي 0,8 و 3 GHz، يزيد مجال الاستقبال بعد الانتشار فوق الماء كثيراً عن القيمة في الفضاء الحر عند 370 km ويساوي تقريباً القيمة في الفضاء الحر عند 1 000 km. وهذه الأحداث غير عادية ولكنها ليست نادرة؛ وقد تستمر لعدة ساعات وفي بعض المواقع لعدة أيام.

وهذه الأحوال شائعة خاصة فوق مساحات كبيرة من المياه أو بالقرب منها.

وقد بينت رصدات أجريت على مسير طوله 920 km فوق البحر الأسود، عند ترددات 150 و 821 و 4 800 و 6 000 MHz، تبعية تردد لشدة مجال بقيمة قصوى  $L_{bf}$  عند 821 MHz [Troitsky, 1989].

وهناك أيضاً خسائر إضافية تعزى إلى خصائص الجريان والأحوال الجوية الأخرى:

- الامتصاص المرتبط بالتردد في الغلاف الجوي الغازي (التوصية ITU-R P.676)؛
  - تسرب القدرة من المجاري غير المتجانسة (أي المجاري التي تتغير خصائصها أفقياً). مثال ذلك أن قياسات الانتشار التي أجريت في المنطقة من شط العرب إلى خليج عُمان بينت أن المجاري غير المتجانسة موجودة بانتظام.
- وبالإضافة إلى ذلك، هناك الخسائر المرتبطة باقتران قدرة الموجات الراديوية داخل المجاري وخارجها. وهذه المجاري حساسة للحدود الرأسية للمجاري نسبة إلى مواقع هوائيات مطاريف النظام الراديوي. وتتسم الطبقات المرتفعة بتغير دوري (موجي) أفقياً في خصائصها التي تؤثر على اقتران الخسائر داخل مجرى مرتفع وخارجه [Crane, 1981; Dougherty and Hart, 1979].

#### 3.2.4.4 الانعكاس السطحي في أحوال الجريان

تختلف القدرة التي تنعكس مرآوياً من سطح الأرض باختلاف أحوال الجريان. وقد تبين نظرياً، في المسيرات الراديوية فوق تضاريس مستوية، أن الانعكاسية ونقطة الانعكاس تختلفان قليلاً عندما يتغير وضع الجو الصافي من الأحوال العادية إلى أحوال الانكسار القوية. ومن شأن الأقسام المسطحة الصغيرة (بضعة كيلومترات أو أقل) من جانبيات التضاريس غير المنتظمة أن تعكس أيضاً القدرة الراديوية مرآوياً. ويبدو أن القدرة التي تنعكس مرآوياً من تضاريس غير منتظمة تختلف بشدة باختلاف الانكسارية، وكلما اشتدت أحوال الجريان ازدادت قدرة الانعكاس. وتبعاً لأحوال الانكسار وفتحات الهوائي والمسير وانحدار التضاريس، فإن سوية القدرة المنعكسة من السطح يمكن أن تتجاوز سوية الفضاء الحر.

### 3.4.4 الانتشار المتعدد المسيرات

ترتبط آليات الانتشار التي تسبب الخبو الشديد وتأثيرات الطور على المسيرات الأفقية والمائلة المنخفضة الزاوية بمحدوث ظواهر المسيرات المتعددة والانتشار المصاحب لها، مما قد يتسبب في تشكيل سطح انعكاس محرقى وثغرة راديوية على جانب واحد من ذلك السطح وتداخل بين عدة أشعة على الجانب الآخر (الشكل 3.4). والآليات موجودة أساساً خلال فترات القيم السالبة الكبيرة لتدرج دليل الانكسار، وفي طبقات التروبوسفير.

ويوصف الانتشار المتعدد المسيرات عادة باثنين أو أكثر من الأشعة المنفصلة، لكل منها اتساع وتأخر انتشار مختلف، المجتمعة في المستقبل. وباستخدام نظام هوائي عالي الاستبانة، لوحظ وجود أربعة مسيرات أشعة أثناء أحوال خبو شديد [Crawford and Jakes, 1952]. ويشير تحليل البيانات التي جمعت في تجربة عرض نطاق واسع أن بعض أحوال الخبو الانتقائي الشديد يمكن أن تعزى إلى سبع مكونات [Kaylor, 1953]. وقدّر أن اختلافات تأخر الانتشار بين هذه المكونات كبيرة تصل إلى 12 نانوثانية.

وقد أظهرت القياسات التي أجريت في بلدان مختلفة أن عدد المسيرات يمكن أن يكون عالياً جداً في بعض الأحيان. ومع ذلك، تبين في اليابان، من قياسات تشوه الاتساع في عروض نطاق 500 و 750 و 4 000 MHz في مسيرات تتراوح من 20 إلى 80 km، أن عدد الأشعة المتعددة أثناء فترة الخبو كان اثنان أو ثلاثة في معظم الحالات [Sasaki and Akiyama, 1979]. وفي اليابان، أظهرت القياسات أن معظم حالات الخبو العميق ناجمة عن تداخل هدام بين شعاعين مهيمين وأن الفرق بين طول مسير هذين الشعاعين يختلف إلى حد كبير باختلاف أحوال مسير الانتشار. وأظهرت نسبة الاتساع النسبي للأشعة المتعددة تفاوتاً سريعاً عبر مجال واسع مما أدى إلى كثافة احتمال موزعة بشكل متجانس تقريباً. ويمكن أن تتوافق التأخرات أحياناً مع اختلافات عالية للغاية في طول المسير، حتى في مسيرات قصيرة.

وتشير النتائج أيضاً إلى أن الاتساع النسبي لشعاع مرتبط بمسار انتشار معين يتناقص بتزايد التأخر. وقد تبين مثلاً، بالنسبة لأحوال خبو يزيد عن 12 dB مقيسة عند 11 GHz على وصلة طولها 50 km، أنه في 90 في المائة من الحالات، حيث لوحظ تأخر لا يقل عن 6 نانوثانية، كانت اتساعات الأشعة الثانوية لا تقل عن 27 dB دون مستوى الفضاء الحر. ومع ذلك، لم يثبت وجود علاقة واضحة بين الاتساعات والتأخرات. والاتساعات الكبيرة تقابل عادة تأخرات بأقل من حوالي 1 نانوثانية. وثمة نتائج إضافية ومراجع مقابلة يمكن الاطلاع عليها في [Stephansen, 1981].

وقد لوحظ انخفاض في اتساعات الأشعة وقدر كبير من الخبو المنتظم في الإشارة الواردة في عرض نطاق واسع [Kaylor, 1953] فيما يتعلق بمستوى الفضاء الحر. ويمكن أن تعزى هذه الانخفاضات في السوية إلى وجود ثغرة راديوية تحدث نتيجة لتأثير انحناء الأشعة في طبقة الجريان. وعلاوة على ذلك يمكن أن تتسبب الانحرافات الزاوية الكبيرة للإشارة الواردة المقيسة في بعض القفزات في فك اقتران الهوائي.

### 1.3.4.4 الأحوال الجوية والتضاريسية المرتبطة بالانتشار المتعدد المسيرات

تم، على امتداد مسير طوله 155 km عبر القنال، بين الساحلين الفرنسي والإنجليزي، قياس سويات الإشارة عند تردد 11,6 GHz التي تتجاوز قيمة الفضاء الحر. وفي حالة واحدة استمرت الإشارة عالية السوية لأكثر من 36 ساعة. وخلال هذه الفترة بدا أن الهواء الدافئ على غير العادة، القادم من فرنسا متحركاً باتجاه شمال غرب فوق البحر البارد، قد ولد مجرى تأفق. وكانت مدة الإشارة عالية السوية متنسقة مع المدة المرصودة لأحوال الطقس هذه [Vilar et al., 1988]. وعلى نفس مسير التشتت التروبوسفيري، في الأحوال العادية، لوحظ أن تعزيزات إشارة قوية حدثت أثناء أحوال إعصار ضغط عال: بوجود مركز الضغط العالي تارة فوق المحيط الأطلسي وتارة فوق القارة [Spillard et al., 1989].

وتبين النتائج التجريبية عند تردد واحد المستقاة من مسيرات مختلفة أن أحداث الانتشار أثناء ليال تتسم بأحوال انكسارية سالبة قوية غالباً ما تتبع نفس العملية. أولاً، تزداد سوية الإشارة فوق قيمة الفضاء الحر ويمكن أن تبقى عدة ساعات في تلك الحالة مع اختلافات بطيئة فقط. وبعد ذلك، وأثناء فترة أخرى من الليل، تحدث تغيرات قوية وسريعة في المستوى فوق قيمة الفضاء الحر ودونها. وعندما تنتهي هذه الفترة الثانية، غالباً ما ترتفع السوية مرة أخرى فوق قيمة الفضاء الحر. ومع ذلك، تُظهر التسجيلات

المتأونة في عدة ترددات أن السوية عند 3,8 GHz مثلاً أقل اضطراباً منها عند تردد 6,1 GHz. وقد أظهرت قياسات جوية ورصدات راديوية متأونة أثناء هذا النوع من أحداث الانتشار، في حالة واحدة، وجود بنية أرضية متعددة الطبقات بمتوسط درجة حرارة 0 درجة مئوية وضغط جوي مرتفع (1035 hPa) على مستوى الأرض [Mon et al., 1980].

وفي حالة أخرى، لوحظ أن التعزيز القوي في السوية (10 dB)، الذي تطور في الصباح الباكر، صاحبه انخفاض درجة الحرارة على الأرض وحدوث ضباب كثيف في موقع المستقبل. ولوحظت درجة الحرارة الصغرى (0 درجة مئوية) في الساعة 0700 UT عندما حدثت اختلافات قوية وسريعة في مستوى الإشارة.

#### 4.4.4 تغيرات زاوية الوصول

تم قياس زاوية الوصول باستخدام حزمة هوائي قابلة للتوجيه [Crawford and Jakes, 1952] وقياس التداخل في مجال الفضاء [Webster and Scott, 1987]. وتبين أن هناك علاقة ترابط جيدة بين زاوية الوصول والتدرج في دليل الانكسار المعدل. وفي المستوي الرأسي، لوحظت انحرافات زاوية كبيرة تصل إلى 0,7 درجة فوق الاتجاه العادي و 0,8 درجة دونه. وكانت انحرافات زاوية الوصول غائبة عادة وليست مطلقاً أكبر من 0,1 درجة في المستوي الأفقي. ولوحظت اختلافات كبيرة في زوايا الوصول في مسير الشعاع الرئيسي تصل إلى 0,9 درجة.

#### 5.4 تمثيل قناة الانتشار في أحوال الانكسار فوق المعياري

عندما تُستمد أشعة متعددة من عمليات محاكاة التبع، فمن الواضح أنها أشعة مادية (في إطار النموذج قيد النظر). والأمور ليست بهذا الوضوح عندما تُستخرج معلمات الأشعة من البيانات التجريبية، لأن طرائق استرجاع الأشعة ليست قوية عموماً وذلك بسبب محدودية عرض النطاق وكذلك بسبب الضوضاء التي تؤثر على البيانات.

#### 1.5.4 النموذج المتعدد الأشعة

النموذج المتعدد الأشعة هو النموذج المادي الأكثر استخداماً لوصف الواقع المادي عن كذب، وهو مدعوم بدراسات المحاكاة باستخدام أساليب تتبع الأشعة (البند 2.4.4). وتشير هذه الدراسات إلى أن وجود بعض البنى في الغلاف الجوي، مثل طبقات الانكسار فوق المعياري، قد تفضي إلى مناطق تداخل تُستقبل فيها موجات متطابقة تنتشر على عدة مسيرات. وقد يعزى بعض هذه الأشعة إلى الانعكاسات من الأرض أو من التطابقات في الجو والبعض الآخر إلى الانكسار في الجو. ويمكن التعبير عن دالة نقل هذا النموذج بالعلاقة:

$$(35.4) \quad H_A(\omega) = \sum_{i=1}^N A_i e^{-j(\omega T_i + \phi_i)}$$

حيث  $\omega = 2\pi f$  و  $A_i$  و  $T_i$  و  $\phi_i$  هي الاتساع والتأخر والطور، على التوالي، للشعاع الذي ترتيبه  $i$ . وتُنسب الاتساعات عادة إلى سوية مرجعية، مثل سوية الفضاء الحر، والتأخرات والأطوار إلى أحد الأشعة الذي يؤخذ كمرجع. عندئذ تكون دالة النقل كما يلي:

$$(36.4) \quad H(\omega) = a_0 + \sum_{i=1}^{N-1} a_i e^{-j(\omega T_i + \phi_i)}$$

حيث  $a_0$  و  $a_i$  هما اتساعا الشعاع نسبة إلى السوية المرجعية، و  $T_i$  و  $\phi_i$  هما التأخر وزحزحة الطور للأشعة الأخرى نسبة إلى الشعاع المرجعي ذي الاتساع  $a_0$ .

ومن سمات هذا النموذج هو قابلية تغير عدد الأشعة  $N$  الذي يتوقف على الوضع المادي. ولذلك ينبغي أن ينظر إلى  $N$  بمثابة معلمة نموذج.

وغالباً ما تعطي قياسات النطاق العريض ( $\leq 400 \text{ MHz}$ ) عدداً كبيراً من الأشعة. وقد أعطت القياسات في عرض النطاق 450 MHz مجموعتي القيم  $a_i$  و  $\tau_i$  لنموذج رباعي الأشعة [Crawford and Jakes, 1952] ونموذج سباعي الأشعة [Kaylor, 1953] مع افتراض أن فروق الطور تساوي صفر ( $\phi_i = 0$ ) في كلتا الحالتين. وتبين، من القياسات في عرض النطاق 1,3 GHz، أن أربعة أشعة كافية ولكن مع السماح باختلاف المعلمات أثناء كنس التردد. ومع ذلك، فإن النموذج لا يعني بالضرورة استخدام عدد  $N$  مرتفع من الأشعة. وغالباً ما تعطي عمليات محاكاة تتبع الأشعة في جو نموذجي ذي طبقة جريان واحدة ثلاثة أشعة فقط أصلها في الجو.

وفي تقريب البصريات الهندسية التي يستند إليه نموذج تعدد الأشعة، لا يمكن توصيف المجال في منطقة الثغرة الراديوية. ومن الممكن تحليله بطرائق أخرى، من قبيل طريقة المعادلة المكافئية.

#### 2.5.4 الاعتبارات النظرية بشأن إحصاءات التردد الوحيد

في حالة تردد وحيد، تكون الإشارة المستقبلية هي المجموع الاتجاهي لمختلف الأشعة. ومن ثم يمكن استخراج توزيعات اتساعها وطورها نظرياً إذا وضعت افتراضات معقولة بشأن فرادى الإشارات. والطريقة الواجب اتباعها موصوفة جيداً في [Beckmann, 1964].

وهناك اعتبار هام هو وجود إشارة مهيمنة مباشرة، تعتبر إشارة حتمية. فإذا لم يكن هنالك من مكونة مهيمنة، يمكن الحصول على توزيع Rayleigh (إذا كانت أطوار فرادى الإشارات موزعة على نحو متجانس) أو، خلاف ذلك، على توزيع أعم. وعندما توجد إشارة ثابتة وتجتمع كل الإشارات الأخرى في متجه Rayleigh، نحصل على توزيع Rice-Nakagami. وثمة المزيد من التوزيعات العامة في [Kalinin, 1992].

وتستخدم كل الحسابات السابقة نظرية الحد المركزي. وعندما لا تنطبق (لأن عدد مكونات الإشارة صغير جداً، أو عدد المكونات عشوائي)، فإن الوضع أكثر تعقيداً ولم يُنظر فيه عموماً.

وقد تبين مع ذلك أنه عندما تقتصر على أحوال الخبو العميق، فإن تغاير دالة التوزيع الاحتمالي يختلف في شكل مربع اتساع الإشارة (كما يحدث في توزيع Rayleigh) في ظل افتراضات عامة جداً. ويسمى مجال الخبو هذا أحياناً خبو Rayleigh.

#### 3.5.4 نماذج لدالة النقل المتعدد المسيرات

من الممكن، في عرض النطاقات دون حوالي 60 MHz، تمثيل النقل المتعدد المسيرات (MTF) بواسطة نماذج رياضية أبسط بكثير من نموذج الأشعة المتعددة ولكن معلماً بداهة ليس لها معنى مادياً. ويمكن تصنيف هذه النماذج بوصفها نماذج أشعة متعددة الحدود أو نماذج أشعة افتراضية.

#### 1.3.5.4 نماذج الأشعة المتعددة الحدود

من الممكن تمثيل النقل المتعدد المسيرات بواسطة متعددات حدود حقيقية أو معقدة، وذلك باستخدام تقريب رياضي تقليدي لدالة ما. وضمن عرض النطاق 20 إلى 60 MHz لقناة إرسال، غالباً ما تكون تشوهات النقل المتعدد المسيرات صغيرة بما فيه الكفاية لوصفها على نحو كاف بواسطة متعددات حدود من المرتبة 2 أو أقل.

ومن الطرائق المتاحة ما يلي:

(أ) التعبير متعدد الحدود عن الاتساع والتأخر الجماعي كدالة للتردد، وشكله العام:

$$P(\omega) = C_0 + C_1\omega + C_2\omega^2 + \dots + C_N\omega^N \quad (37.4)$$

[Liniger, 1983؛ Smith and Cormack, 1982]. ولكن هذه النماذج لها عدد كبير من المعلمات.

(ب) متعدد الحدود المعقد لدالة النقل وشكله العام:

$$(38.4) \quad H(\omega) = R_0 + \sum_{k=1}^N (R_k + jX_k)\omega^k$$

[Sylvain and Lavergnat, 1985].

وتبين أن النموذج المتعدد الحدود (ب)، الذي يستخدم حدود المرتبة الأولى، متوافق جيداً مع البيانات التجريبية المستخرجة من قفزة طولها 42,5 كيلومتراً عند تردد 6 GHz في نطاق 26 MHz وبيانات قفزة بطول 37 و50 كيلومتراً عند تردد 11 GHz في نطاق 55 MHz. وقد تم الحصول على إحصاءات عن معلمات النموذج ووصفت في "كتيب نظم المرحلات الراديوية الرقمية" الصادر عن الاتحاد الدولي للاتصالات، 1996.

#### 2.3.5.4 نماذج الأشعة الافتراضية

يمكن أيضاً وصف النقل المتعدد المسيرات باستخدام نماذج مختلفة لها شكل رياضي مماثل للمعادلة (36.4) مع عدد ثابت ومحدود من  $N$  من الأشعة. وتسمى هذه النماذج تقليدياً "نماذج الأشعة". ولكن نظراً إلى عمليات التبسيط في التعبير عن دالة النقل، فإن هذه "الأشعة" ليس لها عموماً علاقة مباشرة بمسيرات الانتشار الحقيقي. ولتجنب الغموض، يمكن الإشارة إليها باسم "الأشعة الافتراضية". وفي أوصاف نماذج الأشعة التالية، يفترض دائماً الحديث عن هذه الأشعة الافتراضية.

ويُظهر التحليل النظري على أساس النموذج المتعدد الأشعة أن نموذجاً افتراضياً من شعاعين يوفر، عموماً، تقريباً مرضياً في عرض نطاقات أقل من نحو 100 MHz [Rummler, 1980] بل إنه يسمح ببعض الحرية لخفض عدد المعلمات إلى ثلاثة. ولا بد من ملاحظة أن تقدير معلمات النموذج من البيانات التجريبية ليس بديهياً دائماً ويحتاج إلى بعض العناية، لأنه تقدير غير خطي. ومع ذلك، وجد Hosoya و Sakagami [1982] أن بعض دالات النقل التجريبية لم تمثل بشكل جيد في النموذج الافتراضي من شعاعين، وتبعاً لذلك استخدموا نموذجاً افتراضياً ثلاثي الأشعة.

ويعبر عن دالة النقل في النموذج العام ذي الشعاعين (يسمى أيضاً "النموذج المبسط ثلاثي الأشعة") بالعلاقة:

$$(39.4) \quad H(\omega) = a \left( 1 - b e^{\pm j(\omega - \omega_M)\tau_f} \right)$$

حيث:

$a$  و  $b$ : معاملان مرتبطان باتساع وشكل الخبو الانتقائي، على التوالي

$\tau_f$ : تأخر الشعاع الافتراضي الثاني

$\omega_M$ : التردد الزاوي لعمق الخبو الأقصى.

والقيمة  $b$  أقل من 1، وعلامة 'ناقص' في الأس تقابل أوضاع زحزحة الطور الدنيا، وعلامة 'زائد' تقابل أوضاع زحزحة الطور غير الدنيا. ولا يمكن إزالة هذا الغموض ما لم تتوفر قياسات التأخر الجماعي.

وقد بين [Metzger and Valentin, 1989] أن هذا النموذج يمكن توفيقه بشكل مرض مع دالات النقل المقيسة في عرض النطاق 44 MHz عند 9,5 GHz على مسير طوله 55 كيلومتراً. وثمة دراسة نظرية لإحصاءات معلمات النموذج في [Grünberger, 1989].

## 6.4 تمثيلات مبسطة لقناة الانتشار

### 1.6.4 نماذج الأشعة

#### 1.1.6.4 النموذج ثنائي الأشعة والنموذج ثابت التأخر

يمكن خفض عدد المعلمات إلى ثلاثة بتحديد قيمة تأخر ثابتة  $\tau_f$ . ويمثل هذا النموذج، حيث  $1/6B = \tau_f$  (و  $B$  عرض النطاق)، على نحو كاف دالات النقل المقيسة؛ وقد تم تطبيقه على بيانات وصلة طولها 42 كيلومتراً عند تردد 6 GHz وعرض نطاق 26,6 MHz (حيث  $\tau_f = 6,3$  نانوثانية [Rummler, 1979])، وعلى بيانات من وصلتين بطول 37 و 50 كيلومتراً عند تردد 11 GHz وعرض نطاق 55 MHz ( $\tau_f = 3,03$  نانوثانية).

وقد تم في جمهورية ألمانيا الاتحادية تحليل القياسات على مسير خط البصر عند تردد 4 GHz (عرض نطاق 40 MHz). وخلافاً للنتائج السابقة، حيث كان ممكناً التوافق مع النقل المتعدد المسيرات بتأخير افتراضي ثابت، تبين هنا أن من الضروري استخدام تأخر افتراضي متغير. ويمكن تفسير ذلك بالتأخرات الطويلة في الأشعة المنعكسة عن الأرض.

وقد تم في الولايات المتحدة تمديد هذا النموذج على أساس القياسات في وصلتين لتمثيل دالة النقل في قناة تنوع فضاء [Rummler, 1983].

#### 2.1.6.4 النموذج ثنائي الأشعة المعايير

يمكن أيضاً خفض عدد المعلمات إلى ثلاثة، على أساس  $a = 1$ . وعندئذ تكون المعلمات الثلاث هي  $b$  و  $\tau_f$  و  $\omega_M$ . وهذا يعطي النموذج ثنائي الأشعة المعايير. وقد تبين أن هذا يمثل على نحو كاف دالات النقل المقيسة في عرض النطاق 55 MHz وقد تم الحصول على إحصاءات من أجل قفرتين بطول 37 و 50 كيلومتراً عند تردد 11 GHz.

#### 3.1.6.4 النموذج المركزي ثنائي الأشعة

استخدم عدد من الباحثين نموذجاً مركزياً ثنائي الأشعة، مستخرجاً من النموذج ثنائي الأشعة المعايير، على أساس  $\omega_c = \omega_M$ . حيث  $\omega_c$  هو التردد المركزي. عندئذ تثبت نقطة توهين في مركز النطاق قيد النظر. وهذا النموذج مفيد لبعض التطبيقات، وخاصة عندما يكون التردد المركزي هو تردد الموجة الحاملة. ومع ذلك، لا يمكن لهذا النموذج أن يمثل البيانات التجريبية التي لا تكون فيها نقطة التوهين عموماً في المركز، ومن ثم فهو لا يصلح لتمثيل دالة النقل على غرار الدالات المذكورة أعلاه.

#### 2.6.4 تمثيل معلمات تشوه الاتساع

طرائق المعلمات الموصوفة هنا هي طرائق "نقطتين" تستخدم فيها اختلافات الاتساع في ترددين منفصلين لتوصيف تشوه الاتساع. وفي الطريقة الأولى، يثبت الترددان، ويكون اختيارهما عند حافتي نطاق التردد قيد النظر. وفي الطريقة الثانية، يستخدم عرض نطاق واسع ويوافق الترددان نقطتي الحد الأقصى والحد الأدنى من عمق الخبو بالنسبة إلى سوية الفضاء الحر. ولذلك فإن التباعد بين هذين الترددين متغير، تبعاً لظروف الانتشار.

#### 1.2.6.4 الطريقة الثنائية النقاط وثبات تباعد الترددين

يرد وصف إحصائي للتشتت باستخدام هذا النموذج في [Sakagami and Hosoya, 1982]. وهناك طريقة، تعطي التوزيع الإحصائي لتشتت الاتساع الخطي بسبب الخبو الناجم عن انعكاس موجات الراديو في الطبقات غير المتجانسة في التروبوسفير، موضحة في [Kalinin, 1985]. وتستند هذه الطريقة إلى توزيع القفزات، الذي يُفترض أنه عادي، بسماحية قدرها  $\Delta\epsilon_m$  في طبقات التروبوسفير.

وقد تبين أن الطريقة ثنائية النقاط مفيدة في وصف التحسينات التي تتحقق باستقبال تنوع الفضاء لوصلات من مختلف الأطوال [Vigants, 1983؛ Sakagami and Hosoya, 1982؛ Babler, 1973].

## 2.2.6.4 الطريقة الثنائية النقاط وتغاير تباعد الترددات

الترددان المختاران في هذا النموذج يقابلان  $A_m$  و  $A_n$ ، وهما عمق الخبو الأقصى والأدنى على التوالي دون سوية الفضاء الحر ضمن عرض النطاق المستقبلي [Kaylor, 1953]. والمعلمة النموذج هي الفرق  $A_m - A_n = DA$ ، وهو تشوه الاتساع الأقصى في النطاق. ويمكن أيضاً استخدام القيمتين  $A_m$  و  $A_n$  لحساب معلمات نموذج الأشعة (a) مع تأخر متغاير [Martin, 1982].

## 7.4 تآلؤات الإشارة بسبب الاضطراب في الغلاف الجوي

يمكن أن تؤدي حالات الشذوذ المضطربة في دليل الانكسار إلى تآلؤات في الاتساع وتقلبات في زاوية الوصول للإشارة المستقبلية. وهذه الآثار موجودة في كل مسيرات خط البصر في ترددات موجات صغيرة وما فوقها ولكن يمكن أن يجربها الخبو المتعدد المسيرات والظواهر ذات الصلة في المسيرات الأفقية وفي المسيرات المائلة بزوايا ارتفاع أقل من 3°.

## 1.7.4 تآلؤ الاتساع

جرى حساب فرق لوغاريتم الاتساع للإشارة المستقبلية بسبب التآلؤات في [Tatarskii, 1967]:

$$(40.4) \quad \sigma_x^2 = 42.5 \left( \frac{2\pi}{\lambda} \right)^{7/6} \int C_n^2(r) r^{5/6} dr$$

حيث:

$\sigma_x$ : الانحراف المعياري للوغاريتم القدرة المستقبلية

$\lambda$ : طول الموجة (m)

$C_n^2$ : دالة بنية دليل الانكسار ( $m^{-2/3}$ )

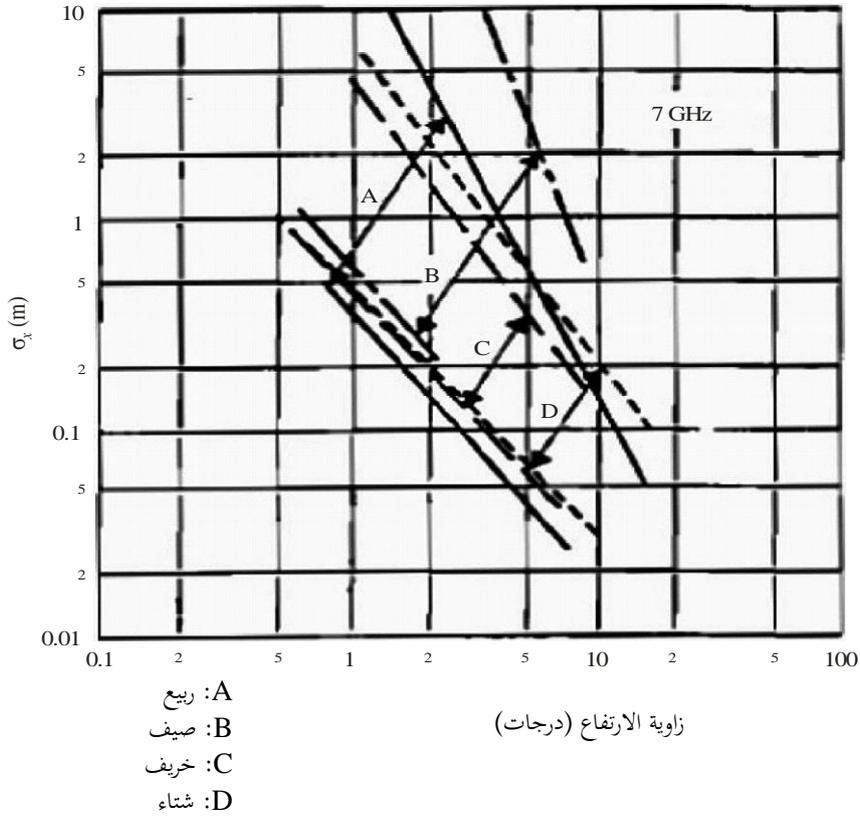
$r$ : المسافة على طول المسير (m).

والثابت، 42,5، هو قيمة متوسطة؛ ويمكن اشتقاق القيم المتفاوتة من 42,2 إلى 42,9 من [Tatarskii, 1967]. وللإطلاع على عملية الاشتقاق، انظر [Brussaard and Watson, 1994]. وقد أجرى Crane [1976a] قياسات لمدى تغاير تآلؤ الاتساع على طول مسيرات السواتل. وتبين البيانات الملحوظة من قياسات Haystack مجال تغاير عند 7,3 GHz خلال فصول السنة كما هو مبين في الشكل 5.4، والتي تبين جذر متوسط تربيع التقلبات في لوغاريتم القدرة المستقبلية  $\sigma_x$  (dB) مقابل زاوية ارتفاع الساتل الظاهرية. وقد أفضت القياسات عند 0,4 GHz وكذلك عند 7,3 GHz إلى رصدات تآلؤ تروبوسفيري متوافقة نوعياً مع تنبؤات نظرية التآلؤ الضعيف لزوايا الارتفاع فوق 2 أو 3 درجات؛ وفي زوايا ارتفاع أدنى كان الخبو المتعدد المسيرات في الغلاف الجوي مهيماً.

ولذلك فإن معرفة تآلؤ الاتساع على وجه الدقة يتوقف على معرفة دالة بنية دليل الانكسار على طول أي مسير مائل معين. وبما أن هذا غير معروف عادة بالتفصيل، فلا بد من وضع تقريبات للنموذج  $C_n^2$  من أجل موقع معين. وعند تردد 7 GHz وزوايا ارتفاع فوق 3 درجات، قد تنقلب الإشارة في سويات بين 0,1 وحوالي 1,0 dB تبعاً لزاوية الارتفاع وعرض حزمة الهوائي (انظر الشكل 5.4).

## الشكل 5.4

الانحراف المعياري لتأثير التلاؤم  
(قطر الهوائي: 37 متراً)



Radio-Meteo. 04-05

وفي أوروبا، تم إجراء قياسات بواسطة سائل الاختبار المداري (OTS) في نطاق 11 GHz. والغرض من ذلك هو جمع إحصاءات مفيدة عن تباين الإشارة والتبعية الموسمية [Ortgies, 1985]. وكذلك تم جمع إحصاءات عن الاتساعات التي تتجاوز عتبات محددة سلفاً والتغيرات النهارية والموسمية لكل منها [Vander Vorst et al., 1982]. ودرس [Moulsley and Vilar, 1982] بالتفصيل العلاقة بين توزيعات كثافة اتساع جذر متوسط التربيع على المدى القصير والتوزيعات على المدى الطويل، تجريبياً ونظرياً على السواء.

وهناك أدلة كثيرة من التجارب تفيد بأن كثافة القدرة الطيفية لعملية التلاؤم محدودة بحكم النطاق. وتقع القيم النموذجية لحدود قطع التردد في مجال 1 إلى 3 Hz عند تردد 11 GHz [Rücker, 1985]. وقد وجدت علاقة تربط ارتفاع طبقة الاضطراب  $h$  التي تسبب التلاؤم مع متوسط محتوى بخار الماء القريب من الأرض [Rücker and Dintelmann, 1983].

ويتوقف التأثير البارز الآخر، وهو انحطاط فتحة الهوائي، على أحجام مقياس عدم تجانس الانكسار نسبة إلى قطر الهوائي. ويحدث هذا التأثير، الذي يعبر عنه في بعض الأحيان بمثابة كسب-خسارة الهوائي، بسبب اقتران فتحة الهوائي مع وسط الانتشار. وبالنسبة لمسير انتشار يعبر التروبوسفير إلى سائل بعيد، يمكن تحديد أحجام منطقة Fresnel على النحو التالي:

(41.4)

$$F = \sqrt{n\lambda z}$$

حيث:

:n مرتبة منطقة Fresnel

:λ طول موجة التشغيل

:z طول المسير المخفض  $\frac{r(L-r)}{L}$

$L$ : مجموع طول مسير الشعاع  
 $r$ : المسافة على امتداد مسير الشعاع.

وتحدث تقلبات اضطراب دليل الانكسار على امتداد مجال واسع من أحجام المقياس. وفي مقياس صغيرة مقارنة بحجم منطقة Fresnel، يمكن وصف التشتت بأنه متناح؛ وفي مقياس أكبر من منطقة Fresnel يكون التشتت غير متناح ويمكن أن يفضي إلى الخناء مكاني كبير في واجهة الموجة الواردة. وتحدث أكبر تقلبات الاتساع المكانية الملحوظة في مستوي فتحة الهوائي نتيجة تقلبات في أحجام المقياس في مرتبة حجم منطقة Fresnel. وبالنسبة لفتحات هوائي أكبر من حجم منطقة Fresnel، فإن التقلبات الناجمة عن جبهة الموجة المتموجة يتم توسيطها مكانياً بواسطة الهوائي. وهكذا، كلما ازدادت زاوية الارتفاع يتناقص حجم منطقة Fresnel بسبب سرعة تناقص المسافة  $r$  بين الطبقة المضطربة والهوائي. ولذلك فإن النتيجة هي حدوث انخفاض في عمق التقلب يرجع إلى توسيط الفتحة وانخفاض طفيف في كسب الهوائيات الفعال (أي كسب-خسارة). وأشار Tatarskii [1967] إلى أن تقلبات جذر متوسط التربيع تنخفض بنسبة 20 في المائة عندما يكون قطر الهوائي ذي الفتحة الدائرية المرجحة بانتظام هو نصف حجم منطقة Fresnel الأولى  $\left(D_a = \frac{1}{2}\sqrt{\lambda z}\right)$ .

ويستند نموذج التلاؤم التروبوسفيري الموضح أدناه إلى القياسات التي تشمل زوايا الارتفاع في حدود 4 إلى 32 درجة، وأقطار هوائي بين 3 أمتار و36 متراً، ويتراوح مدى التردد من 7 إلى 14 GHz، ويشمل عدة مناطق مناخية مختلفة [Lo et al., 1984]؛ Rückerand Orgies, 1985؛ Karasawa et al., 1988؛ Banjo and Vilar, 1986]. ونتيجة لذلك، يمكن التنبؤ بالانحراف المعياري الذي يصف اتساع التلاؤم على النحو التالي:

$$(42.4) \quad \sigma_{pre} = \frac{\sigma_{ref} f^n g(x)}{(\sin \theta)^b}$$

حيث  $f$  هو تردد التشغيل (GHz)، و  $n$  تساوي 7/12، و  $b$  تساوي 1,2، و  $\theta$  هي زاوية الارتفاع الظاهري بالدرجات. ويوصف التأثير الجوي كما يلي:

$$(43.4) \quad \sigma_{ref} = 3.6 \times 10^{-3} + N_{wet} \times 10^{-4}$$

$N_{wet}$ ، التعبير الرطب في الانكسارية، هو الحد الثاني في المعادلة (11.3) ويمكن الحصول عليه من التوصية ITU-R P.453 (انظر الشكل 6.4).

وتعطي دالة توسيط الهوائي  $g(x)$  كما يلي [Haddon and Vilar, 1986]:

$$(44.4) \quad g(x) = \sqrt{3.86(x^2 + 1)^{11/12} \sin\left(\frac{11}{6} \arctan\left(\frac{1}{x}\right)\right) - 7.08x^{5/6}}$$

حيث:

$$(45.4) \quad x = 0,0584 \frac{D_{eff}^2 k}{L}$$

$$(46.4) \quad D_{eff} = D\sqrt{\eta}$$

$$(47.4) \quad k = \frac{2\pi f}{c}$$

$$(48.4) \quad L = \frac{2h}{\sqrt{\sin^2 \theta + (2h/R_e) + \sin \theta}}$$

$c$ : سرعة الضوء (m/s)

$D$ : قطر الهوائي (m)

$\eta$ : كفاءة الهوائي

$L$ : مسير الاضطراب الفعلي (m)

$R_e$ : نصف قطر الأرض الفعلي ( $R_e = 8,5 \times 10^6$  m)

$h$ : ارتفاع الاضطراب (m).

ويختلف ارتفاع الاضطراب،  $h$ ، باختلاف الفصل [Rücker and Dintelmann, 1983] والمناخ. ولكن، بما أنه لا يُعرف إلا القليل عن التبعية المناخية، يمكن الافتراض بأن قيمة  $h = 1000$  متر.

ولا يبدو أن خبو الإشارة  $A$ ، المعبر عنه بوحدة dB، في التوزيع التراكمي الطويل الأجل، موزعاً بشكل عادي. وتعطى سوية الخبو  $A(p)$  التي يتم تجاوزها بنسبة  $p$  في المائة من الزمن في العلاقة:

$$(49.4) \quad A(p) = a\sigma_{pre}$$

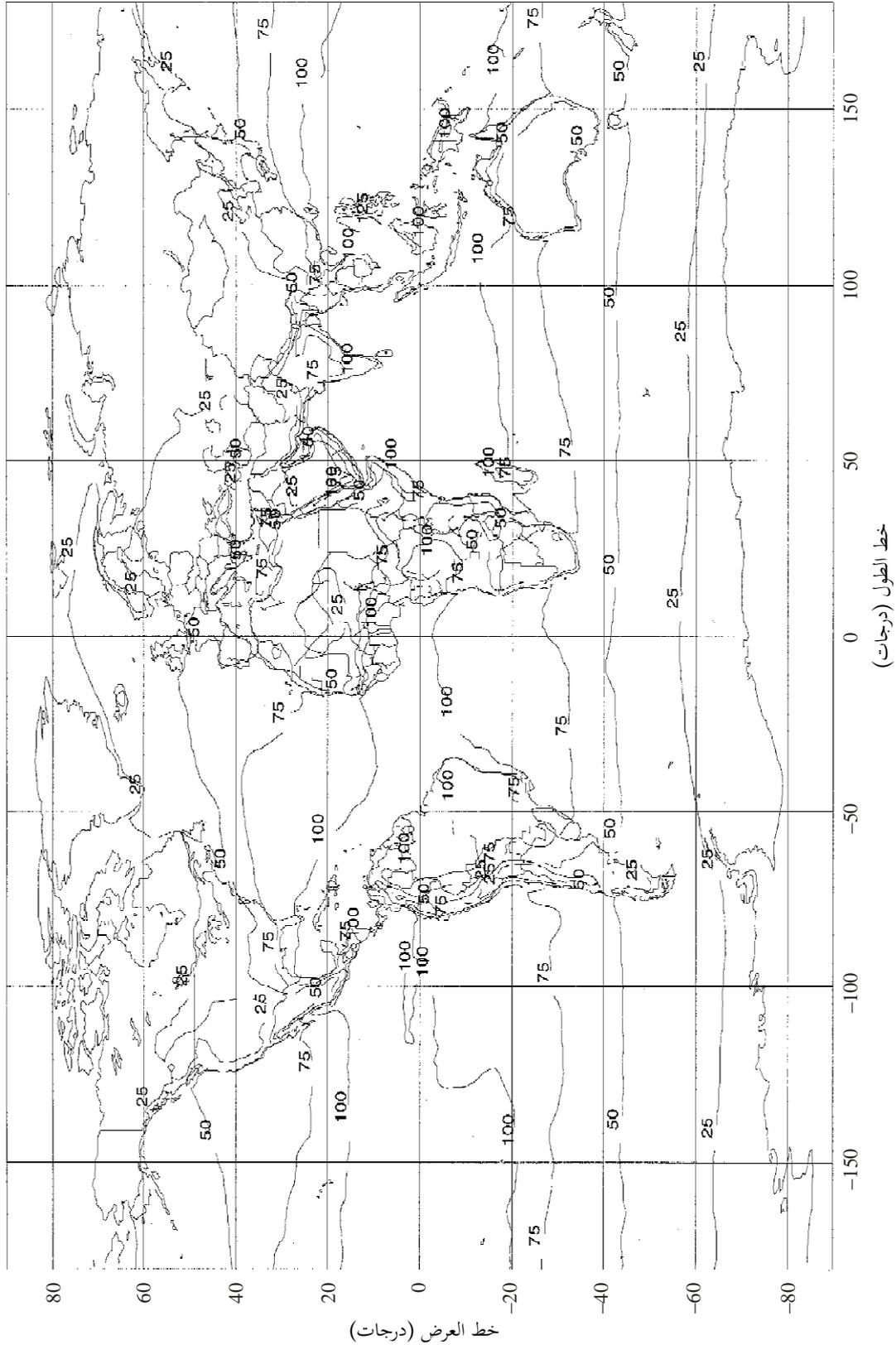
حيث يمكن تقريب العامل  $a$  بواسطة:

$$(50.4) \quad a = -0.061 (\log_{10} p)^3 + 0.072 (\log_{10} p)^2 - 1.71 \log_{10} p + 3.0 \quad (\text{for } 0.01 \leq p \leq 50)$$

ومن المفترض توسيط معلمات درجة الحرارة السطحية والرطوبة النسبية المستخدمة في النموذج على مدى فترة شهر واحد أو أكثر. ونظراً لطول زمن التوسيط نسبياً لهذه المعلمات الجوية، فإنه ليس من الممكن استخدام هذا النموذج في فترة زمنية أقصر.

الشكل 6.4

التعبير الرطب للانكسارية السطحية (جزء في المليون) (ppm)  
التي يتم تجاوزها 50 في المائة من السنة



Radio-Meteo. 04-06

وقد وجد أنه يمكن أيضاً استخدام نموذج التلألؤ الموصوف أعلاه، الذي وضع استناداً إلى بيانات مقيسة باستثناء الفترات الممطرة، للتطبيقات العملية في الأحوال الممطرة.

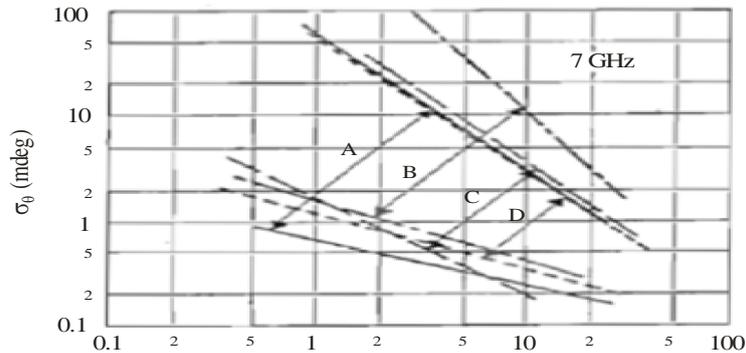
#### 2.7.4 تلالؤات زاوية الوصول

تشير البيانات التي تم الحصول عليها من الرصدات الساتلية باستخدام هوائي تتبع ذي فتحة واسعة في مرصد Haystack، ويستفورد (ماساتشوستس) (عند تردد 7,3 GHz)، إلى أن من غير المحتمل أن تكون التلالؤات الزاوية كبيرة بالنسبة لهوائي يزيد عرض حزمته عن 0,3 درجة في جميع زوايا الارتفاع أو لحزم عرضها أكبر من 0,01 درجة في زوايا ارتفاع أعلى من 10 درجات. وتقلبات زاوية الارتفاع هي من نفس مرتبة عدم اليقين المتوقع في تصحيح الانكسار باستخدام قيم الانكسارية السطحية [Crane, 1976a]. ويشير الشكل 7.4 إلى مدى التطرف في تقلبات جذر متوسط التربيع في زاوية الارتفاع مقابل ارتفاع هوائي بمقدار 36,6 متراً (120 قدماً) عند تردد 7,3 GHz. وقد تمت استبانة تبعية فصلية، كما هو مبين، طوال عام من عينات رصد في أوقات مختلفة من اليوم والفصل والأحوال الجوية. ومن المتوقع حدوث هذه المقادير من آثار زوايا الوصول خلال طائفة متنوعة من ظروف التشغيل المستقلة نسبياً عن التردد. ولأغراض الإحالة المرجعية أيضاً، ترد القيم الوسطى لجذر متوسط تربيع التقلبات بحسب الفصول في الشكل 8.4 [Crane, 1976b]. وهذه البيانات، التي تتراوح في زوايا الارتفاع الأولية من الأفق إلى 43 درجة، تمثل متوسط أحوال عدم اليقين في قياسات زاوية الارتفاع (خلال فترة رصد لمدة خمس دقائق) المتوقعة بسبب التروبوسفير. وربما لا تحقق الرادارات أو نظم الاتصال الوحيدة الهوائي درجة أفضل في دقة القياس أو درجات أخفض من عدم اليقين من الموقع الزاوي، على التوالي، من تلك التي تتحقق في المسيرات التي تعبّر كامل التروبوسفير.

وقد جرت رصدات Haystack خلال فترة عام وكانت ممثلة للقيم المتوقعة في مناخ معتدل. ولا تتوقف تقلبات قيم زاوية الوصول بسبب الاضطراب في التروبوسفير على التردد، ويمكن استخدام القيم الواردة في الشكلين 7.4 و 8.4 في كامل المدى من 1 إلى 30 GHz. وفي ترددات منخفضة نسبياً، يمكن أن يكون تلالؤ زاوية الوصول الناجم عن الأيونوسفير هاماً.

#### الشكل 7.4

#### الانحراف المعياري لتلالؤ زاوية الوصول (قطر الهوائي = 37 متراً)

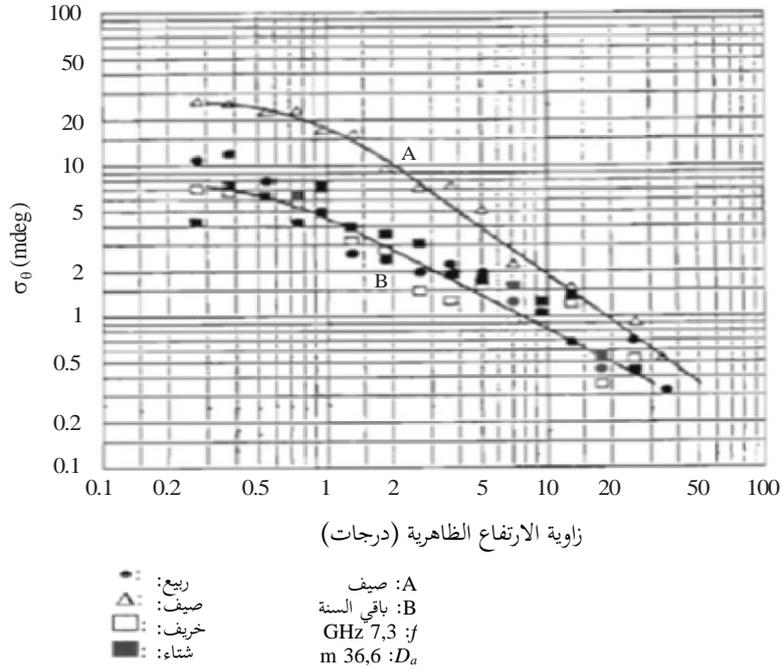


زاوية الارتفاع (درجات)

- A: ربيع
- B: صيف
- C: خريف
- D: شتاء

## الشكل 8.4

## متوسط الانحراف المعياري في تالؤ زاوية الارتفاع



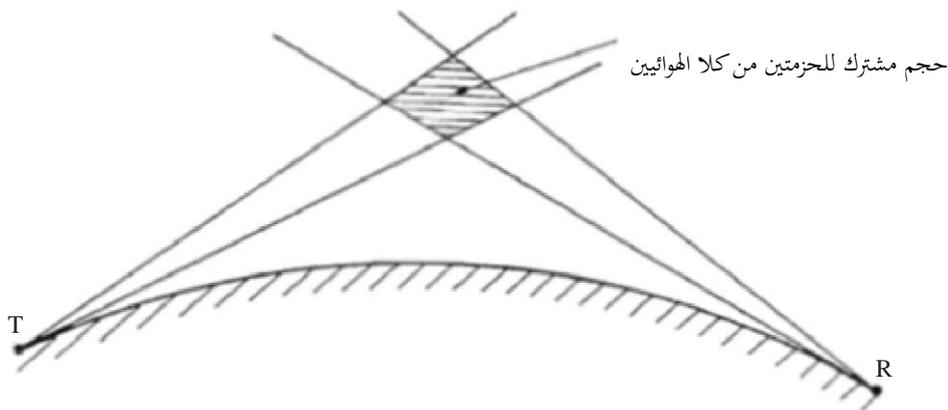
Radio-Meteo. 04-08

## 8.4 انتشار التشتت التروبوسفيري

يحدث انتشار التشتت التروبوسفيري بسبب وجود عدد كبير إلى حد كاف من أحوال عدم التجانس على مقياس صغير في المسير الراديوي، أو الانحراف عن متوسط الانكسارية، في منطقة تقع على بعد مئات الامتار (وربما حتى بضعة كيلومترات) فوق سطح الأرض (الشكل 9.4). وعلى النقيض من ظاهرة التالؤ، ليس هنالك من إشارة مباشرة تتوضع عليها التقلبات. وأشد ما يكون عليه التشتت في الاتجاه القريب نحو الأمام. ويتوقف المقطع العرضي للتشتت على حجم الانحراف  $\Delta N$  في متوسط الانكسارية. وتكون الإشارات الواردة عادة بمقدار 50 إلى 100 dB دون قيم الفضاء الحر وتتميز بتقلبات قصيرة الأجل متراكبة على تغيرات طويلة الأجل. وتتبع التوزيعات الإحصائية توزيع Rayleigh للتغيرات القصيرة الأجل وتوزيع لوغارتمي عادي للتغيرات الطويلة الأجل.

## الشكل 9.4

## انتشار التشتت التروبوسفيري



Radio-Meteo. 04-09

وقد لوحظت أحوال شذوذ مكانية قوية من حيث شدة المجال وانحطاط كسب الهوائي في انتشار التشتت التروبوسفيري.

#### 1.8.4 نمذجة التغيرات الطويلة الأجل في شدة المجال

بما أن التقلبات الصغيرة المقياس غير معلومة فمن الضروري للتطبيقات إيجاد علاقة بين خصائص انتشار التشتت التروبوسفيري والمعلمة "الكبيرة المقياس" في التروبوسفير. وقد نُظِر في هذا الصدد في عدد من المجلات الممكنة [Boithias and Battesti, 1983].

##### 1.1.8.4 العلاقة مع دليل الانكسار للهواء بالقرب من الأرض

لقي البحث عن وجود علاقة من هذا القبيل اهتماماً واسع النطاق، وذلك للسببين التاليين:

- الانكسارية عند سطح الأرض ( $N_s$ ) سهلة التحديد؛
- بدت هذه العلاقة صحيحة، في العديد من الحالات، ولا سيما في المناخات المعتدلة أو في المناطق التي تكون فيها قيم الانكسارية  $N_s$  منخفضة.

ومع ذلك، فإن هذه العلاقة ليست عالمية بأي حال. أولاً، لا وجود لها في أي وقت من السنة في المناطق الاستوائية أو المدارية. ثانياً، وحتى في المناطق المعتدلة، قد تتراوح نسبة تغيرات الخسارة إلى تغيرات دليل الانكسار (معبراً عنها بوحدة dB لكل وحدة N) من حوالي 0,2 إلى 0,6 تبعاً للمنطقة. وقد تصل هذه النسبة إلى 1 dB لكل وحدة N في المناطق المدارية أثناء ذلك الجزء من السنة الذي تكون فيه العلاقة على أشدها.

وجدير بالإشارة أن هذا الاستنتاج ليس مستغرباً لأن آلية الانتشار تحدث جراء أحوال عدم تجانس تقع على بعد مئات الامتار (بل بضعة كيلومترات في بعض الحالات) فوق سطح الأرض. ولا يمكن أن تكون مرتبطة بمعلمة جوية محددة ومقيسة على مستوى الأرض ما لم تكن بالطبع هذه المعلمة الأخيرة، في المناخ قيد النظر، مرتبطة تماماً بخصائص معينة في الغلاف الجوي العلوي. ولهذا السبب، وفيما يتعلق بطريقة تنبؤ تستخدم دليل الانكسار بالقرب من الأرض، لا بد من بيان حدود صحة هذه الطريقة بشكل واضح.

##### 2.1.8.4 العلاقة مع تدرج دليل الانكسار الرأسي

يتسم التدرج الرأسي لدليل الانكسار بتأثيرين مختلفين ولكن مضافين:

- يؤثر التدرج الرأسي لدليل الانكسار بشكل مباشر على انحناء المسير. فإذا زاد معاملته في ذلك الجزء من الغلاف الجوي دون الحجم المشترك لحزم الهوائي، يتم تخفيض ارتفاع الحجم المشترك، مما يخفض زاوية التشتت ومن ثم يزيد من السوية الواردة؛

- بما أن الانتشار ينتج عن أحوال عدم التجانس في دليل الانكسار، فكلما زاد التباين (أو التدرج) الرأسي في الحجم المشترك، ارتفعت السوية الواردة. وهذا التأثير الثاني أكثر أهمية من الأول.

وفي ضوء هاتين الملاحظتين، تم التوصل إلى صيغة شبه تجريبية [Boithias and Battesti, 1983] لمتوسط خسارة الإرسال على مسير التشتت في التروبوسفير:

$$A = 102 + 30 \log f + 30 \log d + 1.5 G_c \quad (51.4)$$

حيث:

$A$ : متوسط خسارة الإرسال (dB) بين هوائيات متناحية (خسارة الإرسال الرئيسية)

$f$ : التردد (MHz)

$d$ : المسافة (km)

$G_c$ : تدرج الدليل في الحجم المشترك (وحدات N لكل كيلومتر).

وبالنسبة لهذه العلاقة، التي يبدو أنها صالحة لجميع المناخات، قد يكون من المفيد إبداء الملاحظتين التاليتين:

- يتعلق العنصر العشوائي الوحيد بتدرج المؤشر. ولأن هذا الأخير يظهر ما يقرب من التوزيع الإحصائي العادي، فإن الخسائر (بوحدة dB) تظهر توزيعاً مماثلاً ويتم توزيع المجال في شكل لوغاريتمي عادي؛
- تحدث المسافة في الحد  $30 \log d'$ ، ومع ذلك فقد يكون لها أيضاً تأثير على الحد الذي يحتوي  $G_c$ ، وذلك لأنه إذا تغيرت المسافة بتغير ارتفاع الحجم المشترك، مما يتسبب في تغيير قيمة  $G_c$ ، ما لم يكن الغلاف الجوي متجانساً رأسياً (كما في المناخات الصحراوية خلال فصل الصيف). وهكذا يتضح أن تأثير المسافة على خسارة الإرسال يرتبط ارتباطاً وثيقاً بتناقص معدل أحوال شذوذ دليل الانكسار كلما ازداد الارتفاع. وقد يختلف هذا المعدل كثيراً باختلاف المناخ.

#### 2.8.4 دالة نقل التشتت في التروبوسفير

ليس من الممكن وضع طريقة تنبؤ بشأن نوعية الإرسال الرقمي على مسيرات تشتت تروبوسفيري فقط على أساس إحصاءات متوسط خسارة الإرسال في الأجل الطويل. ولا بد من توفر معلومات إضافية عن دالة نقل التشتت التروبوسفيري وإحصاءات معالمها. وبعبارة أخرى لا بد من أن تؤخذ في الاعتبار طبيعة الخبو الانتقائية من حيث التردد.

ونتيجة لآلية انتشار التشتت التروبوسفيري، يمكن التعبير عن دالة نقل وسط الإرسال في شكل مجموع من العديد من مسيرات الأشعة لها اتساعات وأطوار عشوائية. ويمكن بعد ذلك التعبير عن دالة النقل المعقدة على النحو التالي:

$$(52.4) \quad H(f, t) = A(f, t) \exp(-j\varphi(f, t))$$

حيث  $A(f, t)$  هي مكونة الاتساع و  $\varphi(f, t)$  مكونة الطور، مع متغيرات عشوائية من حيث الزمن  $t$  والتردد  $f$ .

ومكونة الاتساع عند تردد ثابت  $A(f_0, t)$  موزعة بحسب توزيع Rayleigh. وعلاوة على ذلك، فإن متوسط القيم الساعية  $A(f_0, t)$  تتبع توزيعاً لوغاريتمياً عادياً. وتكون مكونة الطور موزعة بانتظام بين  $-\pi$  و  $\pi$ .

#### 1.2.8.4 عرض نطاق الترابط وتوسع تعدد المسيرات

يمكن وصف الطبيعة الانتقائية التردد لقناة الانتشار بواسطة دالة ترابط التردد التي عرفها [Bello, 1969]:

$$(53.4) \quad q(\Delta f) = \frac{1}{2} \langle H^*(f, t_0) H(f + \Delta f, t_0) \rangle$$

حيث يعبر الحجم  $q(\Delta f)$  عن درجة الترابط بين اتساعات الموجات الواردة على ترددين متباعدين بقيمة  $\Delta f$ . ويعرف عرض النطاق  $B_c$  الذي تنخفض عنده دالة الترابط إلى  $e^{-1}$  بأنه عرض نطاق الترابط.

وثمة تطبيق مثير للاهتمام بشكل خاص وهو شدة التشتت  $Q(\Delta\tau)$ ، وتسمى أيضاً جانبية شدة تعدد المسيرات أو طيف طاقة التأخر للقناة لأنه يعطي متوسط ناتج القدرة بوصفه دالة تأخر الزمن  $\Delta\tau$ ، بسبب عوامل التشتت التي تسبب تأخرات المسير في الفاصل  $(\tau + \Delta\tau, \tau)$ . ويسمى العرض  $T_M$  في شدة التشتت  $Q(\Delta\tau)$ ، والذي يمكن تعريفه بالقياس إزاء تعريف  $B_c$  المذكور أعلاه، الانتشار المتعدد المسيرات للقناة. وبالنسبة للعرض  $Q(\Delta\tau)$  يمكن أن نحدد بشكل مباشر كمية التداخل بين الرموز في البث الرقمي ودرجة الانتقائية بحسب التردد.

ودالة ترابط التردد وطيف قدرة التأخر هما من أزواج تحويل Fourier:

$$(54.4) \quad Q(\Delta\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} q(\Delta f) \exp(j2\pi\Delta\tau\Delta f) d(\Delta f)$$

ونتيجة لعلاقة تحويل Fourier بين  $Q(\Delta\tau)$  و  $q(\Delta f)$  فإن مقلوب انتشار المسيرات المتعددة هو مقياس لعرض نطاق التماسك للقناة.

وبافتراض طيف قدرة تأخر مستطيل الشكل [Sunde, 1964]، فإن الفرق  $T_M$  لتأخر الانتشار الأقصى والأدنى بين أعلى مسير وأدنى مسير في الحجم المشترك من حزم الهوائي يعطي انتشار المسيرات المتعددة، ويمكن التعبير عنه كما يلي:

$$(55.4) \quad T_M = \frac{d\alpha}{2c}(\theta + \alpha)$$

حيث:

$d$	: طول المسير (km)
$\alpha$	: عرض حزمة الهوائي عند نقاط منتصف القدرة (-3 dB)
$c$	: سرعة الضوء (km/s)
$\theta$	: زاوية التشتت.

وهذا مجرد تقريب جيد إذا كان الحجم المشترك صغير بما فيه الكفاية بحيث لا يكون هنالك سوى انتشار تأخر صغير؛ بعبارة أخرى يجب أن تكون مكاسب الهوائي كبيرة بما فيه الكفاية لكي تقع في الجزء المقارب لمنحنى خسارة كسب الهوائي.

ويكون لدالة ترابط التردد بتحويل Fourier لشدة التشتت  $Q(\Delta\tau)$  عندئذ شكل العلاقة:

$$(56.4) \quad q(\Delta f) = \sin c(\Delta f \cdot T_M)$$

حيث:

$$(57.4) \quad \sin c(x) = \sin(\pi x) / \pi x$$

وبالنسبة للعلاقة  $q(\Delta f = B_c) = e^{-1}$  يكون عرض نطاق التماسك كما يلي:

$$(58.4) \quad B_c = 0.7 / T_M = \frac{1.4c}{d\alpha(\theta + \alpha)}$$

وفي نموذج آخر يفترض أن مساهمة عناصر التشتت داخل الحجم المشترك تتناقص من مركز هذا الحجم وفقاً للقانون الغوسي ثلاثي الأبعاد. عندئذ تعطى دالة ترابط التردد وطيف قدرة التأخر بالعلاقين:

$$(59.4) \quad Q(\Delta\tau) = \exp\left\{-\frac{(\Delta\tau)^2}{4\sigma^2}\right\} \quad \text{and} \quad q(\Delta f) = \exp\left\{-(2\pi\sigma\Delta f)^2\right\}$$

ومنهما يتم استخراج انتشار التأخر وعرض نطاق الترابط من العلاقتين:

$$(60.4) \quad T_M = 4\sigma = \frac{d\alpha\theta}{\sqrt{3}c} \quad \text{and} \quad B_c = \frac{2c\sqrt{3}}{\pi d\alpha\theta}$$

ويستند النموذجان الموصوفان أعلاه إلى تبسيط الافتراضات بشأن توزيع تأخرات الانتشار.

وثمة نموذج أكثر واقعية يعطي تمثيلاً كاملاً لطيف قدرة التأخر تبعاً لخصائص المسير [Bello, 1969].

#### 2.2.8.4 النهج التجريبي والنتائج الإحصائية

أجريت قياسات للطبيعة الانتقائية بحسب التردد في قناة انتشار التشتت التروبوسفيري في كل من مجالي الزمن والتردد، أي من حيث طيف قدرة التأخر أو دالة ترابط التردد. وقد وصفت القياسات في مجال التردد في [Collin and Marguinaud, 1979]، حيث تم الحصول على نتائج بشأن الاتساع وتشوهات تأخر الزمرة في عرض النطاق 20 MHz. وقدم اقتراح بحساب عرض نطاق الترابط  $B_c$  في وصلة تجريبية باستخدام الانحراف المعياري لتوزيع غوسي تقريباً لتأخر الزمرة. ويقترب التوزيع التراكمي  $B_c$  المقيس من قانون اللوغاريتم العادي. وهو يتميز بقيمة وسيطة  $B_c$  (50 في المائة) وانحراف معياري  $b$  يتوقف على خصائص الوصلة. واقترح التعبيران التجريبيان  $B_c$  و  $b$  [Collin, 1979] وتم التحقق منهما في 15 وصلة مختلفة.

ونائج التقصيات التجريبية والنظرية للانتشار التروبوسفيري في روسيا معروضة في [Vvedensky, 1965].

## المراجع

- BABLER, G.M. [1972] A study of frequency selective fading for a microwave line-of-sight narrow-band radio channel, *BSTJ*, Vol. 51, 3, 731-757.
- BABLER, G.M. [1973] Selectively faded non diversity and space diversity narrow-band microwave radio channels, *BSTJ*, Vol. 52, 2, 239-261.
- BANJO, O.P. and VILAR, E. [1986] Measurement and modelling of amplitude scintillations on low-elevation Earth-space paths and impact on communication systems, *IEEE Trans. on Communications*, Vol. COM-34, 8, 774-780.
- BECKMANN, P. [1964] Rayleigh distribution and its generalizations, *Radio Sci.*, 68 D, No. 9, 927-932.
- BELLO, P.A. [1969] A troposcatter channel model, *IEEE Trans. Comm. Tech.*, Vol. 1, 130-137.
- BERRADA-BABY, H., GOLE, P. and LAVERGNAT, J. [1988] A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements, *Radio Science*, 23, Nr. 6, pp. 1023-1038.
- BOITHIAS, L. [1984] Propagation des ondes radioélectriques dans l'environnement terrestre, Collection Technique et Scientifique des Télécommunications, 2nd Edition, Editions DUNOD, Paris, France.
- BOITHIAS, L. and BATESTTI, J. [1983] Propagation due to tropospheric inhomogeneities, *IEE Proc.*, Vol. 130, Part F, 7, 657-664.
- BRUSSAARD, G. and WATSON P.A. [1995] Atmospheric modelling and millimetre wave propagation, Chapman and Hall, London, ISBN 0-412-56230-8.
- COLLIN, C. [1979] Evaluation empirique de la bande de cohérence en diffusion troposphérique, *Rev. Tech. Thomson-CSF*, Vol. 11, 3, 549-575.
- COLLIN, C. and MARGUINAUD, A. [1979] Evaluation expérimentale de la sélectivité d'une liaison par diffusion troposphérique, *Rev. tech. Thomson-CSF*, Vol. 11, 1, 103-157.
- CRANE, R.K. [1971] Propagation phenomena affecting satellite communication systems operating in the centimetre and millimetre wavelength bands, *Proc. IEEE*, 59, 173-188.
- CRANE, R.K. [1976a] Refraction effects in the neutral atmosphere. *Methods of Experimental Physics*, Vol. 12, Astrophysics Part B. Radio Telescopes, Ed. L.M. Meeks, Academic Press, New York, NY, USA.
- CRANE, R.K. [1976b] Low-elevation angle measurement limitations imposed by the troposphere: An analysis of scintillation observations made at Haystack and Millstone, MIT Lincoln Lab. Tech. Report 518, Lemington, Mass. USA.
- CRANE, R.K. [September-October, 1981] A review of transhorizon propagation phenomena, *Radio Sci.*, Vol. 16, 5, 649-669.
- CRAWFORD, A.B. and JAKES, W.C. Jr. [1952] Selective fading of microwaves, *BSTJ*, Vol. 31, 1, 68-90.
- DOUGHERTY, H.T. and DUTTON, E.J. [1980] Elevated layer characteristics in the USA - preliminary estimates, NTIA Rep. (NTIS Access) National Technical Information Service, Springfield, Va. 22161, USA.
- DOUGHERTY, H.T. and HART, B.A. [July, 1979] Recent progress in duct propagation predictions, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, Vol. AP-27, 4, 542-548.
- GRÜNBERGER, G.K. [1989] An improved two-ray model providing a new basis for outage prediction, *Europ. Conf. on Radio-Relay Systems*, Padua, Italy.

- HADDEN, J., and VILAR, E. [1986] Scattering-induced scintillations from clear air and rain on Earth-space paths and the influence of antenna aperture, *IEEE Trans. Antenna and Propagation*, Vol. AP-34, 8, 646-657.
- HALL, M.P.M. [1980] Effects of the troposphere on radiocommunication, Ed. Peter Peregrinus, London, United Kingdom.
- KALININ, A.L. [1979] Rasprostranenie radiovoln na trassakh nazemnykhi kosmicheskikh radioliny (Propagation on terrestrial and space links), *Sviaz*, Moscow, USSR.
- KALININ, A.I. [1992] Statistical fade depth distributions at radio-relay hops with rough and smooth profiles, *TRUDI NIIR*.
- KALININ, A.A. [1985] Otsenka selektivnosti zamiraniy na proletoch RRI, vyzvannykh otrazheniyami ot sloistykh neodnorodnostey v troposfere (Evaluation of fading selectivity on radio-relay path sections due to reflections from tropospheric layer inhomogeneities), *Elektrosviaz*, 3.
- KARASAWA, Y., YAMADA, M. and ALLNUTT, J.E. [1988] A new prediction method for tropospheric scintillation in satellite communication, *IEEE Trans. Antennas and Propagation*, Vol. AP-36, 11, 1608-1614.
- KAYLOR, R.L. [1953] A statistical study of selective fading of super-high frequency radio signals, *BSTJ*, Vol. 32, 1187.
- LINIGER, M. [19-22 June, 1983] One year results of sweep measurements of a radio link, *IEEE International Conference on Communications (ICC '83)*, Boston, MA, USA, Paper C.2.3.
- LO, P.S.L., BANJO, O.P. and VILAR, E. [1984] Observations of amplitude scintillations on a low-elevation Earth-space path, *Elec. Letters*, Vol. 20, No. 7, pp. 307-308.
- MARTIN, L. [13-17 June, 1982] Statistical results on selective fadings. *IEEE International Conference on Communications (ICC '82)*, Philadelphia, PA, USA.
- METZGER, K. and VALENTIN, R. [1989] On the performance of equalized digital radio systems during frequency-selective fading, *AEÜ*.
- MOJOLI, L.F. [1980] A new approach to the visibility problems in line-of-sight hops (*ICC 1979*). *Telettra Rev.*, 31, 14-21.
- MON, J.P., WEILL, A. and MARTIN, L. [1980] Effect of tropospheric disturbances on a 4.1 on 6.2 GHz line-of-sight path, *Ann. des Télécomm.* 35, pp. 470-473.
- MOULSLEY, T.J. and VILAR, E. [1982] Experimental and theoretical statistics of microwave amplitude scintillations on satellite down-links, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, Vol. AP-30, 1099-1106.
- NUSPL, P.P., DAVIES, N.G. and OLSEN, R.L. [1975] Ranging and synchronization accuracies in a regional TDMA experiment, *Proc. Third International Digital Satellite Communications Conference*, Kyoto, Japan.
- ORTGIES, G. [1985] Diurnal and seasonal variations of OTS amplitude scintillations, *Electron. Lett.*, Vol. 21, 143-145.
- PARL, S.A. [1983] Characterization of multipath parameters for line-of-sight microwave propagation, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, Vol. AP-31, 6, 938-948.
- RÜCKER, F. [1985] Beschreibung von Amplitudenzintillationen von Satellitensignalen im 11 GHz-Band mit Hilfe der Streuung an turbulenten Schichten (Description of amplitude scintillations on an 11 GHz slant path in terms of forward scattering from turbulent layers), *Techn. Ber. FTZ*, 455 TBr 76.
- RÜCKER, F. and DINTELMANN, F. [1983] Effect of antenna size on OTS signal scintillations and their seasonal dependence, *Electron. Lett.*, Vol. 19, 1032-1034.
- RÜCKER, F. and ORTGIES, G. [1985] Diurnal and seasonal variations of OTS amplitude scintillations, *Elec. Letters*, Vol. 21, No. 4, 143-145.
- RUMMLER, W.D. [May-June, 1979] A new selective fading model: application to propagation data, *BSTJ*, Vol. 58, 5, 1037-1071.

- RUMMLER, W.D. [1980] Time and frequency-domain representation of multipath fading on line-of-sight microwave paths, BSTJ, Vol. 59, No. 5, 763-796.
- RUMMLER, W.D. [1983] A rationalized model for space and frequency diversity line-of-sight radio channels, IEEE International Conference on Communications (ICC '83), Paper E.2.7.
- SAKAGAMI, S. and HOSOYA, Y. [1982] Some experimental results on in-band amplitude dispersion and a method for estimating in-band linear amplitude dispersion, IEEE Trans. Comm., Vol. COM-30, 8, 1875-1888.
- SASAKI, O. and AKIYAMA, T. [1979] Multipath delay characteristics on line-of-sight radio systems, IEEE Trans. Comm., Vol. COM-27, 12, 1876-1886.
- SCHIAVONE, J.A. [July-August, 1981] Prediction of positive refractivity gradient for line-of-sight microwave radio path, BSTJ, Vol. 60, 6, 803-822.
- SMITH, D.R. and CORMACK, J.J. [June, 1982] Measurement and characterization of a multipath fading channel, IEEE International Conference on Communications (ICC '82), Philadelphia, PA, USA. Paper 7B.4.
- SPILLARD, C., ROORYCK, M., JUY, M. and VILAR, E. [1989] X-band tropospheric transhorizon propagation under differing meteorological conditions, ICAP 89, Warwick, United Kingdom.
- STEPHANSEN, E.T. [1981] Clear-air propagation on line-of-sight radio paths: a review, Radio Sci. Vol. 16, 5, 609-629.
- STRICKLAND, J.I. [1980] Site-diversity measurements of low-angle fading and comparison with a theoretical model, URSI (Commission F) International Symposium on Effects of the lower atmosphere on radio propagation at frequencies above 1 GHz, Lennoxville, Canada.
- SUNDE, E.D. [1964] Digital troposcatter transmission and modulation theory, BSTJ. Vol. 43, 1, 144.
- SYLVAIN, M. and LAVERGNAT, J. [1985] Modelling the transfer function in medium bandwidth radio channels during multipath propagation, Ann. Telecomm., Vol. 40, No. 11-12, 97-116.
- TATARSKII, V.I. [1967] The effects of the turbulent atmosphere on wave propagation (in Russian), Nauka Publishing House, Moscow, URSS.
- TROITSKY, V.N. [1957] Fading of UHF and SHF on radio-relay links, Electrosvjaz, N 10, 32-39.
- TROITSKY, V.N. PETRUSHKO, Y.I. *et al.* [1989] Long distance propagation of VHF, UHF and SHF over sea, Electrosvjaz, N 5, 23-28.
- VANDER VORST, A., VANHOENACKER, D. and MERCIER, L. [1982] Fluctuations on OTS-Earth co-polar link against diurnal and seasonal variations, Electron. Lett., Vol. 18, 915-917.
- VIGANTS, A. [1983] Effect of space on distance variation of two-tone amplitude dispersion, IEEE International Conference on Communication (ICC '83) Vol. 2, Paper C2.1.
- VILAR, E., SPILLARD, C., ROORYCK, M., JUY, M., BARBER, P.C. and HALL, M.P.M. [1988] Observations of troposcatter and anomalous propagation signal levels at 11.6 GHz on 155 km path over the sea, Electron. Lett. 24, pp. 1205-1207.
- VVEDENSKY, B.A. [1965] Long distance tropospheric propagation under preparation., "Sov. radio", 415 p.p.
- WEBSTER, A.R. [January, 1983] Angles-of-arrival and delay times on terrestrial line-of-sight microwave links, IEEE Trans. Ant. Prop., Vol. AP-31, 12.
- WEBSTER, A.R. and SCOTT, A.M. [1987] Angles-of-arrival and tropospheric multipath microwave propagation, IEEE Trans. on Antennas and Propagation, AP 35, No. 1, 94-99.
- YOKOI, H., YAMADA, M. and SATOH, T. [1970] Atmospheric attenuation and scintillation of microwaves from outer space, Astron. Soc., (Japan), Vol. 22, 4, 511-525.

## الملحق 1

## نماذج التنبؤ الإحصائي لانحراف التلألؤ المعياري والاتساع

## 1.A1 مقدمة

تسعى معظم الطرائق الإحصائية عادة إلى ربط الانحراف المعياري  $\sigma$  أو التباين  $\sigma^2$  لتغاير لوغاريتم الاتساع  $\chi$  (بوحددة dB) بالقياسات الجوية على الأرض، مثل درجة الحرارة والرطوبة النسبية والانكسارية الرطبة. وتقدم طريقتنا [Karasawa et Karasawa, 1988] و [ITU-R, 2001] ITU-R و al., 1988] (غير محددة في المرجع) نموذجي تنبؤ متماثلين لحساب الانحراف المعياري لتغاير الإشارة بسبب التلألؤ. ويُستخدم كلا هذين النموذجين بمثابة دخل معلمة الجزء الرطب من الانكسارية  $N_{wet}$  على الأرض، وهي دالة للرطوبة النسبية ودرجة الحرارة، محسوبة لمتوسط شهر واحد على الأقل. وتعطي النماذج الأخرى المقدمة في الفقرات التالية علاقات تبعية مع معلمات أخرى، مثل محتوى بخار الماء المتكامل أو محتوى الماء السائل المتكامل. وقد تم استعراض النماذج الإحصائية المعروضة فيما يلي أدناه في إطار الإجراءات الأوروبية COST 255 [COST 255, 2002] و COST 280 ("الحد من ضعف الانتشار للنظم الراديوية بالموجات الميليمترية"، التقرير النهائي قيد الإعداد).

## 2.A1 نماذج التنبؤ بالانحراف المعياري للتلألؤ

## 1.2.A1 نموذج Karasawa

تم التحقق من صحة طريقة Karasawa [Karasawa et al., 1988] بالمقارنة مع قياسات زوايا الارتفاع بين 4 درجات و30 درجة، وترددات في المجال من 7,3 إلى 14,2 GHz وأقطار هوائيات من 3 أمتار إلى 36,6 متراً. وتباين متوسط  $N_{wet}$  من 20 إلى 130 جزءاً في المليون. ويعطى الانحراف المعياري المنتبأ به بالعلاقة:

$$(1.A1) \quad \sigma = (3.42 \times 10^{-3} + 1.186 \times 10^{-4} N_{wet}) \times \sqrt{f^{0.9} G(D_e) / \sin^{2.6} \vartheta}$$

حيث  $f$  هو تردد الوصلة [GHz]، و  $\vartheta$  زاوية ارتفاع الوصلة، ويتم تقييم  $N_{wet}$  من معرفة الرطوبة النسبية ودرجة الحرارة على مستوى سطح الأرض. وينبغي توسيط معلمات دخل البيانات الجوية هذه على مدى فترة في حدود شهر. والعامل  $G(D_e)$  في المعادلة 1.A1 هو دالة توسيط الهوائي [Crane et al., 1979].

## 2.2.A1 التوصية ITU-R P.618

طريقة التنبؤ ITU-R معروضة في البند 6.4. وهي مشابحة جداً لطريقة Karasawa وتمنذج تغاير التلألؤ المنتبأ به على النحو التالي:

$$(2.A1) \quad \sigma_p = (3.6 \times 10^{-3} + 10^{-4} N_{wet}) \times \sqrt{f^{7/6} g^2(x) / \sin^{2.4} \vartheta}$$

ومع ذلك، فإن التعبير عن  $N_{wet}$  هنا مختلف عن التعبير في Karasawa، حيث يمكن الحصول عليه مباشرة من الخريطة الواردة في الشكل 6.4. وقد اقترح [Belloul et al., 1998] تحسيناً في نموذج ITU-R، يشمل درجة حرارة ضوء السماء.

## 3.2.A1 نماذج Ortgies

استمدت طرائق Ortgies [Ortgies, 1993] من 30 شهراً من قياسات Olympus في ألمانيا عند الترددات 12 و20 و30 GHz، ويفترض أن تكون صالحة لزوايا ارتفاع تتراوح من 6,5 درجات إلى 30 درجة. واقترح Ortgies علاقتين مباشرتين بين متوسط

القيمة الشهرية  $m$  بشأن  $\ln(\sigma^2)$  ومتوسط القيم السطحية  $N_{wet}$  ودرجة الحرارة. والطريقة الأولى (المشار إليها باسم "طريقة Ortgies-N") تربط  $m$  بقيمة  $N_{wet}$  السطحية وتعطى بالعلاقة:

$$(3.A1) \quad m = \langle \ln(\sigma^2) \rangle = \ln \left[ g^2 f^{1.21} (\sin \vartheta)^{-2.4} \right] + (-13.45 + 0.0462 \langle N_{wet} \rangle)$$

والعلاقة الثانية (المشار إليها باسم "طريقة Ortgies-T") تربط  $m$  بدرجة الحرارة السطحية  $T$  [°C] وتعطى بالعلاقة:

$$(4.A1) \quad m = \langle \ln(\sigma^2) \rangle = \ln \left[ g^2 f^{1.21} (\sin \vartheta)^{-2.4} \right] + (-12.5 + 0.0865 \langle T \rangle)$$

وفي كلتا المعادلتين (3.A1) و(4.A1) يكون عامل تدرج الترددات قريب جداً من عامل نموذج ITU-R. ويبدو أن الانحراف المعياري  $\ln(\sigma^2)$  مستقل عن البيانات الجوية وتبين أنه يساوي 1,01، استناداً إلى البيانات التجريبية.

#### 4.2.A1 نموذج Otung

النموذج [Otung, 1996] مشابه جداً للنموذج الوارد في التوصية ITU-R P.618. والفرق هو أن نموذج ITU-R يستخدم تبعية تجريبية لإزاء زاوية الارتفاع في حين أن نموذج Otung يستخدم عاملاً مستخرجاً من تعبيرات نظرية مبسطة. ويصبح تغاير التلألؤ المتنبأ به:

$$(5.A1) \quad \sigma_p = \sigma_{ref} \sqrt{f^{7/6} g^2(x) / \sin^{1/6} \varepsilon}$$

وقد تم التحقق من صحة هذا النموذج بقياسات أجريت طوال عام واحد في المملكة المتحدة، وذلك باستخدام منار راديوي Olympus عند تردد 20 GHz، بزاوية ارتفاع 28,7 درجة وهوائي قطره 1,2 متر.

#### 5.2.A1 نموذج Van de Kamp

لوحظ عدة مرات وجود ترابط كبير بين حدوث التلألؤ ووجود السحب الركامية على طول مسير الانتشار. وهذا يعني أن جزءاً من الاضطراب الذي يسبب التلألؤ يرتبط بهذه الحالة الجوية. ولكي تؤخذ في الاعتبار آثار السحب غير الموصوفة على نحو كاف بالمعلمة  $N_{wet}$ ، على مستوى سطح الأرض، استخدم Van de Kamp [Van de Kamp et al., 1999] صيغة محسنة من نموذج السحب Salonon-Uppala، لحساب متوسط محتوى الماء في السحب الثقيلة  $W_{hc}$  لإدخاله في نموذج تنبؤ تجريبي جديد من أجل  $\sigma_n$  على النحو التالي:

$$(6.A1) \quad \sigma_p = \frac{\sqrt{g^2 (D_e) f^{0.45}}}{\sin^{1.3} \vartheta} 0.98 \times 10^{-4} (N_{wet} + Q)$$

$Q$  هو متوسط المعلمة على المدى الطويل الذي يتوقف على متوسط المدى الطويل (السنوي على الأقل) للمحتوى  $W_{hc}$ ، ومن ثم فهو ثابت لكل موقع، وذلك حرصاً على استمرار تمثيل التبعية الموسمية الكلية لقيمة  $\sigma_p$  بواسطة  $N_{wet}$ .

#### 6.2.A1 نماذج Marzano

من شأن طريقة التنبؤ المادي الإحصائي المباشر (DSPS) وطريقة التنبؤ المادي الإحصائي المنمذج (MPSPS) [Peeters et al., 1997] وطرائق STH2 (غير معروفة) وSTN2 (غير معروفة) وSTHV2 (غير معروفة) وSTNV2 (غير معروفة) [Marzano et al., 1998] أن تسمح بالتنبؤ بمتوسط القيمة الشهرية والساعية لتغاير التلألؤ استناداً إلى معرفة القياسات الجوية على الأرض. وتؤدي هذه الطرائق إلى مطابقة خرج النماذج العددية التي تصف التفاعل بين إشعاع الموجات الصغيرة والاضطراب في الغلاف الجوي على أساس نظرية الاضطراب Tatarskii، المعدلة بإدخال فرضية الاضطراب المتقطع [D'Auria et al., 1993]. وتستخدم جميع الطرائق عامل تدرج الترددات وعامل متوسط فتحة الهوائي اللذين وضعهما القطاع ITU-R.

وعلى وجه التحديد، تقوم طريقة التنبؤ DPSP على علاقة ترابط مباشر بين المتوسط الشهري للقيمة  $\ln(\sigma^2)$  ودرجة الحرارة السطحية  $T$  وترتبط طريقة التنبؤ MPSP بالمتوسط الشهري للقيمة  $\ln(\sigma^2)$  نسبة إلى انكسارية الهواء بسبب بخار الماء،  $N_{wet}$ ، على مستوى سطح الأرض.

وقد استخرج Marzano أيضاً أربع طرائق تنبؤ غير خطي. وعلى وجه الخصوص، تُستخدم طريقة STH2، بمثابة تقديرات رجعية، درجة الحرارة والرطوبة الأرضية في شكل تربيعي، وتستخدم طريقة STN2 درجة حرارة سطح الأرض والانكسارية الرطبة في شكل تربيعي. وترتبط طريقة STHV2 بتغير التلألؤ بدرجة الحرارة السطحية  $T$ ، والرطوبة النسبية  $RH$  وبخار الماء المتكامل  $V_c$ . وترتبط طريقة STNV2 بتغير التلألؤ بدرجة الحرارة السطحية  $T$  والانكسارية الرطبة  $N_{wet}$  وبخار الماء المتكامل  $V_c$ . ولم تُستخرج طرائق التنبؤ المذكورة أعلاه من أجل متوسط الكميات الشهرية فحسب، وإنما من أجل المتوسط الساعي أيضاً.

### 7.2.A1 نموذج UCL

طريقة UCL [Vasseur et al., 1998] هي نموذج إحصائي-مادي يتكون من خطوتين أساسيتين. في الخطوة الأولى، يتم استخراج الخصائص الإحصائية للمعلومات التي تصف الجانبية الرأسية للدليل الانكسار من تحليل بيانات المسابير الراديوية على المدى الطويل. ولهذا الغرض، يستخدم نموذج إحصائي [Warnock et al., 1985] لتقدير معلومات الاضطراب من عمليات السبر الراديوي. وفي الخطوة الثانية، تستخرج الإحصاءات الطويلة الأجل لتلألؤ المسير المائل من حالة الاضطراب التروبوسفيري المستنتجة، وذلك باستخدام نهج إحصائي صارم ونظرية الانتشار عبر وسط مضطرب. وبالإضافة إلى بيانات المسابير الراديوية، فإن المعلومات الأخرى المطلوبة للتنبؤ بالتلألؤ هي خصائص الوصلة: التردد، وزاوية الارتفاع (أكبر من حوالي 5 إلى 10 درجات)، وقطر الهوائي.

### 3.A1 نماذج التنبؤ بتوزيع اتساع التلألؤ

#### 1.3.A1 نموذج Karasawa وITU-R

اقترح Karasawa وآخرون [Karasawa, 1988] بعض التعبيرات للتوزيع التراكمي الطويل الأجل لانحراف الاتساع  $(y)$ ، كدالة للنسبة المئوية من الزمن وللانحراف المعياري الطويل الأجل المتنبأ به. وتم استخراج التعبير بدمج دالة توزيع الانحراف المعياري على المدى القصير، التي يفترض أن تكون على غرار أشعة غاما، مع دالة التوزيع على المدى القصير لسوية الإشارة بالنسبة لانحراف معياري معين، يفترض أنه توزيع غوسي.

ويكون انحراف الاتساع الناتج  $y$ ، الذي يتم تجاوزه لنسبة مئوية من الزمن  $P$ ، هو:

$$(7.A1) \quad y = \left( -0.0597 \log^3 P - 0.0835 \log^2 P - 1.258 \log P + 2.672 \right) \sigma$$

حيث تتراوح  $P$  من 0,01 إلى 50 في المائة و  $\sigma$  هو الانحراف المعياري للإشارة الطويل الأجل (عادة سنة). وتبين المعادلة 7.A1 اتفاقاً جيداً مع قياسات تعزيز الإشارة، ولكنها تقلل من شأن خبو الإشارة، وخاصة في منطقة الاحتمال المنخفض. ومن أجل التغلب على هذا القيد، استخرجت العلاقة التالية بتوفيق قياسات خبو الإشارة في فترة الاحتمال من 0,01 إلى 50 في المائة:

$$(8.A1) \quad y = \left( -0.061 \log^3 P + 0.072 \log^2 P - 1.71 \log P + 3.0 \right) \sigma$$

ولم يعتمد القطاع ITU-R سوى التوزيع لخبو الإشارة في التوصية ITU-R P.618.

#### 2.3.A1 نموذج Van de Kamp

انطلاقاً من الافتراض بأن السبب الرئيسي للتلألؤ في وصلة ساتلية يرجع إلى الاضطراب في السحب، أي الاضطراب في الطبقات الرقيقة البعيدة عن المستقبل، افترض Van de Kamp [Van de Kamp, 1998, 2000] أن اتساع المجال الكهربائي المستقبل القصير الأجل له توزيع Rice-Nakagami ولذلك فإن توزيع سوية الإشارة  $y$  بوحدة dB غير متناظر كما يتضح من الرصدات. والنموذج المقترح هو:

$$(9.A1) \quad \begin{aligned} y_f(P) &= \gamma(P) + \delta(P) \\ y_e(P) &= \gamma(P) - \delta(P) \end{aligned}$$

حيث  $y_f(P)$  هو توزيع خبو الإشارة [dB]، و  $y_e(P)$  هو توزيع تعزيز الإشارة (dB).

$$(10.A1) \quad \begin{aligned} \gamma(P) &= \left( -0.0515 \log^3 P + 0.206 \log^2 P - 1.81 \log P + 2.81 \right) \sigma \\ \delta(P) &= \left( 0.172 \log^2 P - 0.454 \log P + 0.274 \right) \sigma^2 \end{aligned}$$

حيث  $\sigma$  هو الانحراف المعياري على المدى الطويل [dB]. وقد تم الحصول على هاتين العلاقتين من خلال تكييف المنحنى.

## مراجع الملحق 1

- Belloul, B., Saunders, S., Evans, B., 1998, Prediction of scintillation intensity from sky-noise temperature in Earth-satellite links, *Electronics Letters*, Vol. 34, No. 10, pp. 1023-1024.
- COST 255 : "Radio wave propagation modelling for new Satcom services at Ku-band and above", COST 255 Final Report, ESA Publications Division, SP-1252, March 2002.
- Crane, R.K., Blood, D.W., 1979, "Handbook for the estimation of microwave propagation effects", NASA Contract NAS5-25341, NASA GSFC Greenbelt, MA, Technical Report n. 1, Doc. 7376-TR1.
- D'Auria, G., Marzano, F.S., Merlo, U., 1993, Model for estimating the refractive-index structure constant in clear-air intermittent turbulence, *Applied Optics*, Vol. 32, pp. 2674-2680.
- Karasawa, Y., Yamada, M., Allnutt, J.E., 1988, A new prediction method for tropospheric scintillation on Earth-space paths, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, Vol. 36, No. 11, pp. 1608-1614.
- Marzano, F.S., D'Auria, G., 1998, Model-based prediction of amplitude scintillation variance due to clear-air tropospheric turbulence on earth-satellite microwave links, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, Vol. 46, No. 10, pp. 1506-1518.
- Ortgies, G., 1993, Prediction of slant-path amplitude scintillation from meteorological parameters, *Proc. Int. Symp. Radio Propagation*, Beijing, pp. 218-221.
- Otung, I.E., 1996, Prediction of tropospheric amplitude scintillation on a satellite link, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, Vol. 44, No. 12, pp. 1600-1608.
- Peeters, G., Marzano, F.S., D'Auria, G., Riva, C., Vanhoenacker, D., 1997, Evaluation of statistical models for clear-air scintillation prediction using Olympus satellite measurements, *International Journal of Satellite Communications*, Vol. 15, pp. 73-88.
- Van de Kamp, M.M.J.L., 1998, Asymmetrical signal level distribution due to tropospheric scintillation, *Electronics Letters*, Vol. 34, No. 11, pp. 1145-1146.
- Van de Kamp, M.M.J.L., Tervonen, J.K., Salonen, E.T., Poyares Baptista, J.P.V., 1999, Improved models for long-term prediction of tropospheric scintillation on slant paths, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, Vol. 47, No. 2, pp. 249-260.
- Van de Kamp, M.M.J.L., 2000, Experimental verification of asymmetrical short-term scintillation distribution model, *Electronics Letters*, Vol. 36, pp. 663-664.
- Vasseur, H., Vanhoenacker, D., 1998, Characterisation of tropospheric turbulent layers from the radiosonde data, *Electronics Letters*, Vol. 34, No. 4, pp. 318-319.
- Warnock, J.M., Vanzandt, T.E., Green, J.L., 1985, A statistical model to estimate mean values of parameters of turbulence in the free atmosphere, Preprints 7th Symposium on Turbulence and Diffusion, Boulder (U.S.A.), pp. 156-



## الفصل 5

### التشتت وحيد الجسيمات

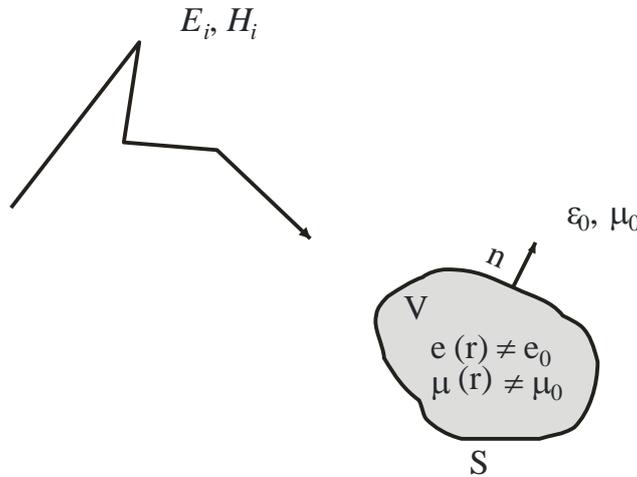
#### 1.5 اعتبارات عامة

عالج عدد من الباحثين مشكلة التشتت وحيد الجسيمات، ومع ذلك من الصعب اتباع نهج منهجي لتكوين فكرة عامة عن هذا الموضوع، وقبل كل شيء لفهم القيود وشروط صلاحية الحلول المختلفة. ولا تتوخى الفقرات التالية تقديم نتائج جديدة وإنما أن تكون بمثابة مرشد في متاهة أكثر الطرائق المعاصرة.

وتتناول معظم الطرائق (باستثناء طرائق العناصر Fredholm المتكاملة والمحدودة) عناصر تشتت يحدها سطح منتظم (هناك ناظم واحد فقط في كل نقطة من السطح) وتتألف من عازل دائم متناح. ولا بد من الاعتراف بأن هذه الافتراضات، وإن كانت معقولة لأحوال المواصل، فمن الواضح أنها غير مناسبة مطلقاً عندما تطبق على بلورات الثلج. ولذا يجب فحص الافتراضات بعناية عند التعامل مع السحب على ارتفاعات عالية. ولكن الصعوبات التقنية كبيرة لدرجة أن قلة قليلة من الناس حاولت التصدي لهذه الحالات.

#### الشكل 1.5

#### مثال لمشكلة تشتت



Radio-Meteo. 05-01

حيث  $V$  هو حجم عنصر التشتت و  $S$  سطحه. والعلامتان '+' و '-' ترمزان إلى خارج عنصر التشتت وداخله، على التوالي. وتتميز الخواص الكهربائية لوسيلة التشتت بالسماحية  $\epsilon(r)$  والنفاذية  $\mu(r)$  اللتين تختلفان عن خواص المادة المحيطة، والتي، من باب التبسيط، يفترض أن تكون فراغاً.

وينغمر عنصر التشتت في مجال كهرومغناطيسي وارد  $E_i$ ، بينما تستحدث  $H_i$  من مصادر مناسبة خارج وسيلة التشتت ونسميها  $j_{ext}$ . ولذا فإن مشكلة التشتت هي تحديد المجال الناتج في كل مكان، والتي يمكن التعبير عنه كما يلي:

$$(1.5) \quad \begin{cases} E(r) = E_i(r) + E_s(r) \\ H(r) = H_i(r) + H_s(r) \end{cases}$$

ويدعى  $E_s$ ،  $H_s$  المجال المشتت. ونحن نهتم بصفة عامة في قيمته بعيداً عن الجسم.

### 1.1.5 التمثيل التكاملي للمجال

المجال الكهرومغناطيسي يفى باشتراط معادلاتي Maxwell وهما في الحالة قيد النظر:

$$(2.5) \quad \begin{cases} \nabla \times E = -\mu(r) \frac{\delta H}{\delta t} \\ \nabla \times H = j_{ext} + \varepsilon(r) \frac{\delta E}{\delta t} \end{cases}$$

وهاتان المعادلتان خطيتان، ولذا يمكننا أن نكتب دون لبس بالنسبة لمجالات التوافقية ومصادرها (ونختار الاصطلاح  $e^{i\omega t}$  لتوصيف التبعية الزمنية وهذا يعني أن دليل الانكسار يتخذ الشكل  $m = v - ik$ ).

$$(3.5) \quad \begin{cases} \nabla \times E = -i\omega\mu(r)H \\ \nabla \times H = j_{ext} + i\omega\varepsilon(r)E \end{cases}$$

وعلى افتراض  $k^2 = \omega^2$  فإن حل المعادلة (3.5) معقول في اللانهاية (حالة الإشعاع للموجة المشتتة) ويراعي المعادلة التالية:

$$(4.5) \quad E(r) = E_i(r) + \bar{G} \otimes \left[ (k^2(r) - k_0^2) E(r) + \nabla(\log \mu(r)) \times \nabla \times E(r) \right]$$

ويستخدم الرمز  $\otimes$  للتعبير عن التلغيف. وتسمى الثنائية  $\bar{G}$  ثنائية معامل Green في الفضاء الحر. ويمكن كتابتها في شكل أي من الصيغتين المتكافئتين:

$$(5.5) \quad \bar{G}(r) = \frac{1}{k_0^2} \left[ -\delta(r) + \nabla \times \nabla \times \frac{e^{-ik_0 r}}{4\pi r} \right] \bar{I} = \left[ \bar{I} + \frac{1}{k_0^2} \nabla \nabla \cdot \right] \frac{e^{-ik_0 r}}{4\pi r}$$

والتعبير الثاني هو الأكثر استخداماً (مثال ذلك Levine and Schwinger, 1951). وهناك بديل للمعادلة (4.5) يستخدم بصفة أكثر شيوعاً، ولكنه لا يسمح بالكثير من التطوير.

$$(6.5) \quad E(r) = E_i(r) + \left( \nabla \nabla \cdot + k_0^2 \right) \int_V g(r-r') \left( \frac{\varepsilon(r')}{\varepsilon_0} - 1 \right) E(r') dr' \\ - i\omega \nabla \times \int_V g(r-r') (\mu(r') - \mu_0) H(r') dr'$$

حيث  $g(r) = \frac{e^{-ik_0 r}}{4\pi r}$  أي دالة Green العددية.

### 2.1.5 تشتت موجة مستوية في المجال البعيد. النظرية البصرية

#### 1.2.1.5 اتساع التشتت

من الضروري، بالنسبة لحالة محددة، تحديد إطار الإحداثيات المرجعي. وعلى غرار الإصطلاحات الأخرى (مثل  $\pm\omega t$ )، فإن هذا الإطار يختلف من مؤلف لآخر، مما يجعل من الصعب إجراء أي مقارنة. وفيما يلي، يكون المجال الوارد هو المرجع. فإذا كان المستوي مستقطباً خطياً، يكون لدينا:

$$(7.5) \quad E_i(r) = E_i e_i e^{-i(k_i \cdot r - \omega t)}$$

حيث:

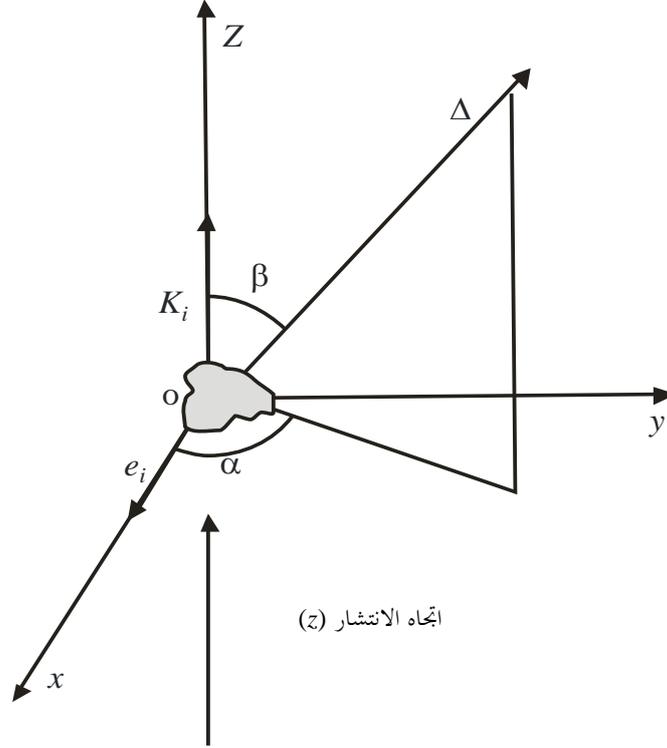
$e_i$ : متجه أحادي للاستقطاب

$k_i$ : متجه الموجة ( $|k_i| = k_0$ )

$E_i$ : الاتساع.

الشكل 2.5

هندسة عنصر التشتت



Radio-Meteo. 05-02

بالإشارة إلى الشكل 2.5، تتماشى  $Ox$  مع  $e_i$ ، وتتماشى  $Oz$  مع  $k_i$  (اتجاه انتشار الموجة) وتكمل الإطار المرجعي  $Oy$   $\left(\hat{y} = \hat{z} \times \hat{x}\right)$ . ويتحدد موقع عنصر التشتت، الذي يعتبر صلباً، بواحد من نقاطه (يفضل أن يكون مركز كتلته) تؤخذ على أنها الأصل  $O$  ومحور واحد  $\Delta$ . ويتحدد اتجاه المحور  $\Delta$  بحكم الزاويتين  $0 \leq \beta \leq \pi$  و  $0 \leq \alpha \leq 2\pi$ ، وزاوية دوران حوالي  $\Delta$ . فإذا كان عنصر التشتت متناظراً مع المحور، فإن الزاوية الأخيرة لا داعي لها.

والحلول المبنية على المعادلة (6.5) صالحة لكل نقطة من الفضاء خارج الجسم، ولكن عندما تكون نقطة الرصد بعيدة عن الجسم فإنها تأخذ شكلاً أبسط. وفي الواقع عندما تميل  $r$  نحو  $\infty$  عندئذ تكون  $|r - r'| = r - \frac{r \cdot r'}{r}$ .

وبما أن التكامل يحدث فوق حجم محدود، فإن هذا التقريب صحيح بالنسبة لقيمة  $r$  كبيرة بما فيه الكفاية (في الممارسة العملية من أجل  $r \gg L^2/\lambda$  حيث  $L$  هو الطول النموذجي لعنصر التشتت و  $\lambda = 2\pi c/\omega$  هو طول موجة المجال الوارد). ويمكن بعد ذلك التعبير عن المجال المشتت كما يلي:

$$(8.5) \quad E_s(r) \cong \left( \bar{I} + \frac{\nabla \nabla}{k_0^2} \right) \int_V \frac{e^{-ik_0 r}}{4\pi r} e^{ik_s \cdot r'} \left( k^2(r') - k_0^2 \right) E(r') dr'$$

ملاحظة:  $k_s = k_0 r/r$  هي متجه الموجة في المجال المشتت. وهي تتوقف على أصل الإحداثيات. ومع ذلك، وفي تقريب المجال البعيد، يمكن بسهولة بيان أن اختيار الأصل له تأثير من الدرجة الثانية.

وفي الجزء الأول من التكامل، لا يؤثر معامل التفاضل إلا على  $r$ . ومن ثم تؤدي المعاملات الابتدائية للمعادلة (8.5) إلى:

$$(9.5) \quad E_s(r) \cong \left( \bar{I} - \frac{k_s k_s}{k_0^2} \right) \frac{e^{-ik_0 r}}{4\pi r} \int_V e^{ik_s \cdot r'} (k^2(r') - k_0^2) E(r') dr'$$

ونستنتج أن المجال البعيد له بنية كروية وأن المجال نفسه عمودي على متجه موجته. ويمكن كتابة المعادلة (9.5) على النحو التالي:

$$(10.5) \quad E_s(r) \cong E_i S(k_s, k_i) \frac{e^{-ik_0 r}}{ik_0 r} e^{i\omega t}$$

$S(k_s, k_i)$  هو متجه، معقد بشكل عام، دون أي أبعاد تتألف من دالات اتساع  $S$  ويسمى بشكل فضفاض "اتساع التشتت". وهو يتوقف على اتجاه الرصد ( $k_s$ )، واتجاه الورود ( $k_i$ ) وبالطبع على خصائص عنصر التشتت نفسه. ومرة أخرى جدير بأن نؤكد على أن  $S \cdot k_s = 0$ .

وبطبيعة الحال يمكن العثور على تعبيرات مختلفة في الأدبيات المتعلقة باتساع التشتت. ومرد ذلك المعامل المدرج ضمن التعبير الكروي. وهنا اخترنا الترميز الذي استخدمه [Van de Hulst, 1981].

وزيادة في دقة وصف المجال، لا بد من تحديد إطار الرصد (انظر الشكل 3.5). وتسمى  $\theta$  عادة زاوية التشتت والمستوي ( $k_s, k_i$ ) مستوي التشتت.

ويمكن في نقطة الرصد  $P(r)$  استخدام الإطار المحلي  $(e_r, e_\theta, e_\phi)$ .

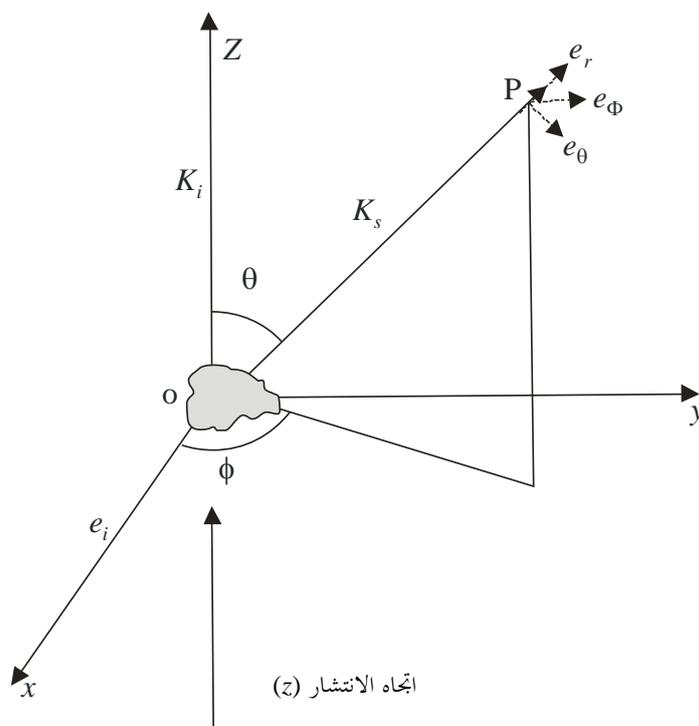
وإذا تم التعبير عن المجال المشتت  $E_s$  في هذا الإطار المحلي، عندئذ:  $S(k_s, k_i) = S_1 e_\phi + S_2 e_\theta$ .

وشدة التشتت، التي ينبغي عدم خلطها مع شدة المجال المشتت، هي:  $I_s = S_1^2 + S_2^2 = |S|^2$ .

ويمكننا الآن تقديم النظرية البصرية والتي تسمى أيضاً نظرية التشتت نحو الأمام.

### الشكل 3.5

#### هندسة التشتت



## 2.2.1.5 النظرية البصرية

يمكن الحصول على متوسط قيمة تدفق القدرة من متوسط قيمة متجه Poynting برمز  $s$  في شكل:

$$\langle s \rangle = \langle s_i \rangle + \langle s_s \rangle + \langle s' \rangle \quad \text{أو} \quad \langle s \rangle = \frac{1}{2} \operatorname{Re} \left\{ E_i \times H_i^* + E_s \times H_s^* + E_i \times H_s^* + E_s \times H_i^* \right\}$$

ونظراً إلى أن متوسط قيمة تدفق القدرة التي تمر عبر كرة مركزها  $O$  ونصف قطرها  $R$  كبير مقارنة بحجم عنصر التشتت، فإن متوسط القيمة يعطى عندئذ بالتكامل الذي يشمل كرة المكون الشعاعي  $\langle s \rangle$  أو  $W = W_i + W_s + W'$ .

وإذا كان عنصر التشتت ماصاً جزئياً، فإن جزءاً من القدرة الكهرومغناطيسية الواردة سوف يتحول إلى شكل آخر من أشكال الطاقة (حرارة)  $W_a$ . وتؤدي مصونية الطاقة إلى العلاقة:  $-W_a = W_i + W_s + W'$ .

وبافتراض أن العازل الخارجي منيع للخسارة (فضاء حر)، يكون لدينا  $W_i = 0$ ، ومن ثم:

$$(11.5) \quad -W' = W_s + W_a$$

وتظهر هذه المعادلة الأخيرة أن  $W'$  تمثل مجموع تأثيرين مسؤولين عن الانخفاض في القدرة الواردة على طول اتجاهها الأولي: الامتصاص والتشتت. وفي مجال البصريات الفيزيائية، أطلق على هذا المزيج من الآثار مصطلح الإخماد؛ وبالنسبة للموجات الصغيرة، يستخدم أيضاً مصطلح التوهين وأحياناً التوهين الظاهر. وباستخدام الترميز الواضح، يكون لدينا:

$$(12.5) \quad 2W' = -\frac{E_i^2}{\omega k_0 \mu_0 R} \int_S \operatorname{Re} \left\{ i e_i \times k_s \times S^* e^{i(k_0 R - k_i \cdot r)} + i S \times k_i \times e_i e^{i(k_0 R - k_i \cdot r)} \right\} \cdot k_s \, dS$$

حيث استخدمنا معادلات Maxwell للاستدلال على مختلف المتجهات المغناطيسية.

ويمكن استخدام طريقة الطور الساكن في تكامل المعادلة (12.5) نظراً لأن لحدود الطور فيها تغيرات سريعة جداً. والنقاط الساكنة هي بدهة تلك التي يكون فيها  $k_0 R = |k_i \cdot r|$ ، أي  $k_0^2 = |k_s \cdot k_i|$ . ومن خلال تحويلات بسيطة (مثل [Born and Wolf, 1980]) وأخذ

الخاصية الهامة  $S \cdot k_s = 0$  بعين الاعتبار، تكون  $W' = \frac{2\pi E_i^2}{k_0^2 Z_0} \operatorname{Re} \{ e_i \cdot S(k_i, k_i) \}$  حيث  $Z_0 = \sqrt{\mu_0 / \epsilon_0}$  هي معاوقة الفراغ.

ويعرف المقطع العرضي للإخماد  $\sigma_{ext}$  بأنه نسبة القدرة الممتصة والمشتتة بواسطة الجسيمات إلى القدرة الواردة في كل وحدة سطح (وغالباً ما يستخدم أيضاً معامل الكفاءة  $Q$ ، حيث  $Q$  هي نسبة  $\sigma$  إلى سطح عنصر التشتت عندما يُسقط في مستوي متعامد مع اتجاه

الورود):  $\sigma_{ext} = \sigma_a + \sigma_s = \frac{W_a + W_s}{|\langle s_i \rangle|}$  حيث  $\sigma_a$  و  $\sigma_s$  هما المقطع العرضي للامتصاص والتشتت، على التوالي.

وبما أن  $|\langle s_i \rangle| = E_i^2 / (2Z_0)$ ، فإننا نحصل بسهولة على:

$$(13.5) \quad \sigma_{ext} = \frac{\lambda^2}{\pi} \operatorname{Re} \{ e_i \cdot S(k_i, k_i) \}$$

وهذه الصيغة معروفة بوصفها النظرية البصرية. وتعني النظرية البصرية أنه في حالة وجود موجة مستقطبة خطياً، فإن المقطع العرضي للإخماد متناسب مع مكونة واحدة ذات اتساع معين من الموجة المشتتة؛ والاتساع هو اتساع الموجة المشتتة نحو الأمام، والمكونة هي المكونة المشاركة خطياً مع المتجه الكهربائي الوارد،  $e_i$ . وهذه النظرية عامة جداً ومن ثم فهي مفيدة جداً. وهي تنطبق مهما كان عنصر التشتت، ولا سيما إذا كان عنصر التشتت مكوناً من العديد من الجسيمات الصغيرة. ولهذا فإنها سوف تصادف مرة أخرى في نظرية التشتت المتعدد.

وثمة نقطة هامة وهي أن التقييم العددي للقيمة  $S$  يكاد يجري دائماً باستخدام بعض التقريبات. ولذلك، ليس هناك من سبب مسبق للتحقق من النظرية البصرية في ظل هذه التقريبات. ولذلك يجب توخي الحذر عند استخدامها. مثال ذلك، في حالة تقريب Rayleigh، يعطي التطبيق الساذج للنظرية البصرية  $\sigma_{ext} = 0$  لعازل منيع للخسارة، وهو خطأ واضح.

وتعطي النظرية البصرية نتائج قد تبدو لأول وهلة متناقضة. فإذا كان العائق عاتماً وله سطح  $\Sigma$  ظاهري في الاتجاه الوارد، فإنه ليس من العسير بيان أنه وفقاً لمبدأ Huygen، يكون  $\sigma_{ext} = 2 \sum$ . ويجب أن تُفهم هذه النتيجة الغريبة على أنها مجموع آثار الانعكاس و/أو الامتصاص من جانب العائق وآثار انعراج الحواف.

### 3.2.1.5 مقاطع عرضية - تطبيقات رادارية

تناولنا في القسم السابق ثلاثة مقاطع عرضية وهي  $\sigma_{ext}$  و  $\sigma_a$  و  $\sigma_s$ . وهناك مقاطع عرضية أخرى مفيدة جداً، وخاصة في التطبيقات الرادارية.

ويمكن استخدام تدفق كثافة القدرة المشتتة  $(2Z_0)^{-1} |E_s|^2$  لتحديد المقطع العرضي التفاضلي للتشتت،

$$(14.5) \quad \sigma_d(k_s, k_i) = \lim_{r \rightarrow \infty} \frac{r^2 |< s_s >|}{|< s_i >|}$$

علماً بأن  $\sigma_d$  لها أبعاد زاوية مساحة/صلبة. وهي تشير نوعاً ما إلى نمط اتجاه شدة مجال التشتت. وتكامل المعادلة (14.5) الذي يشمل  $4\pi$  هو المقطع العرضي للتشتت  $\sigma_s = \int_{4\pi} \sigma_d d\Omega$ . ويعطي الحساب المباشر للمعادلة (10.5):

$$(15.5) \quad \sigma_d(k_s, k_i) = \frac{1}{k_0^2} |S(k_s, k_i)|^2 = \frac{\sigma_{ext}}{4\pi} p(k_s, k_i)$$

وتسمى الكمية  $p(k_s, k_i)$  التي لا أبعاد لها دالة الطور، وكثيراً ما تستخدم في سياق نظرية النقل الإشعاعي. وبالإضافة إلى ذلك، فإن  $A = \sigma_s / \sigma_{ext}$  هي البياض الانعكاسي لعنصر التشتت.

وفي مجال الرادار، يستخدم المقطع العرضي لرادار ثنائي ساكن،

$$(16.5) \quad \sigma_{bi}(k_s, k_i) = 4\pi \sigma_d(k_s, k_i)$$

والمقطع العرضي للتشتت الرجعي هو:

$$(17.5) \quad \sigma_b = 4\pi \sigma_d(-k_i, k_i)$$

وفي المعادلتين (16.5) و (17.5)، يكون العامل  $4\pi$  مجرد عامل مناسب يسمح باعتبار الهدف بمثابة مصدر متناح.

ويتم الحصول على تقدير  $\sigma_a$  من خلال تكامل  $< s >$  عبر حدود عنصر التشتت:

$$\sigma_a = \frac{-\int n \cdot < s > dS}{|< s_i >|}$$

حيث  $n$  هو المتجه العادي نحو الخارج لسطح عنصر التشتت. وباستخدام نظرية التباعد، تصبح المعادلة الأخيرة كما يلي:

$$(18.5) \quad \sigma_a = \frac{k_0 \int \varepsilon''(r) |E(r)|^2 dV}{\varepsilon_0 E_i^2}$$

حيث  $\varepsilon''$  هي الجزء التخيلي من السماحية (نفترض هنا أن  $\mu(r) = \mu_0$ ).

## 2.5 طرائق الحلول

## 1.2.5 الطرائق التحليلية

نقدم في هذا القسم الحلول التحليلية (الشكل المغلق) لتشتت موجة في مستوي مستقطب خطياً. وفي بعض الحالات النادرة من عناصر التشتت الغريبة، هناك حل دقيق. وسوف تناقش هذه الحالات أولاً، ثم نركز على الطرائق التقريبية.

## 1.1.2.5 الحل الدقيق

يتم إجراء الحل الدقيق في إطار نظام إحداثيات تكون فيه معادلات Maxwell (3.5) منفصلة ويقابل سطح عنصر التشتت قيمة محددة في أحد الإحداثيات. ويمكن القول [Morse and Feshbach, 1953] إن هذه الشروط تقييدية جداً تستوفي في حالات قليلة جداً. ولحسن الحظ أن الهواطل الجوية (خصوصاً قطرات المطر) ممثلة جيداً على نحو معقول بعناصر كروية أو شبه كروية تنتمي إلى هذه الحالات.

## 1.1.1.2.5 التشتت الكروي - نظرية Mie

توصل Mie [1908] إلى الحل الدقيق لمجال كروي معزول متجانس متناح من حجم اعتباطي باستخدام توافقيات كروية هي أساس الدالات الذاتية في مُعامل Helmholtz. وقد توسع Kerker [1969] في نطاق حل هذه الحالة حيث تكون  $\varepsilon(r)$  طبقة كروية.

ويمكن الاطلاع على تفاصيل هذا النهج في العديد من الكتب المرجعية (مثل [Stratton, [1941]؛ [Born and Wolf, [1959]). وباختصار، تتناول كل هذه التقنيات تحديد معاملات التوسع بتطبيق الشروط الحدية (استمرارية مكونات التماس) على سطح عنصر التشتت. وهنا يُعرض الحل فقط.

ويتسم العنصر الكروي بسماحية ثابتة  $\varepsilon$  وتكون نفاذيته هي  $\mu = \mu_0$ . ومن باب التبسيط، يفترض أن الوسط المحيط هنا له ثابتان  $\varepsilon_0$  و  $\mu_0$ . ويشير إلى دليل الانكسار  $(m = \sqrt{\varepsilon/\varepsilon_0})$  داخل عنصر التشتت بالعلاقة  $m = v - i\kappa$ ، حيث تمثل  $\kappa$  الجزء المبدد في العازل. وخارج عنصر التشتت  $m = 1$ .

ولنأخذ المعلمة عديمة الأبعاد  $x = k_0 a = 2\pi a / \lambda_0$ ، حيث  $a$  هي نصف قطر الكرة. وفي المجال البعيد، وفي الإطار المرجعي الذي حددناه، يكون اتساع التشتت  $S(\theta, \varphi)$  كما يلي:

$$(19.5) \quad S(\theta, \varphi) = -S_1(x, m, \theta) \sin \varphi e_\varphi + S_2(x, m, \theta) \cos \varphi e_\theta$$

حيث

$$S_1 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \pi_n + b_n \tau_n)$$

$$S_2 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (b_n \pi_n + a_n \tau_n)$$

و

$$\pi_n = \frac{dP_n(\cos \theta)}{d \cos \theta} \quad \tau_n = \frac{d(\sin \theta \pi_n)}{d \theta}$$

$P_n$  هو متعدد الحدود Legendre من المرتبة  $n$ . ولا يثير حساب  $\pi_n$  و  $\tau_n$  أي مشكلة عددية. وثمة طريقة بسيطة وهي الحصول على معاملات متعدد الحدود Legendre بالحساب التكراري باستخدام العلاقة:  $(2j+1)zP_j = (j+1)P_{j+1} + jP_{j-1}$  وهنا تكون  $z$  متغير دالة متعدد الحدود. ولتبسيط حساب  $a_n$  و  $b_n$  من الأفضل استخدام الصيغتين:

$$a_n = \frac{\left(\frac{A_n(y) + n}{m}\right) \operatorname{Re}\{W_n(x)\} - \operatorname{Re}\{W_{n-1}(x)\}}{\left(\frac{A_n(y) + n}{m}\right) W_n(x) - W_{n-1}(x)} \quad (20.5)$$

$$b_n = \frac{\left(mA_n(y) + \frac{n}{x}\right) \operatorname{Re}\{W_n(x)\} - \operatorname{Re}\{W_{n-1}(x)\}}{\left(mA_n(y) + \frac{n}{x}\right) W_n(x) - W_{n-1}(x)}$$

حيث  $W_n(x)$  هي دالة محسوبة تكرارياً باستخدام:  $W_n(x) = \frac{2n-1}{x} W_{n-1}(x) - W_{n-2}(x)$  مع  $W_{-1}(x) = e^{-ix}$  و  $W_0(x) = e^{i(\pi/2-x)}$  وحيث  $A_n(y)$  هي دالة  $y = mx$  محسوبة تكرارياً من  $A_n(y) = -\frac{n}{y} + \left(\frac{n}{y} - A_{n-1}(y)\right)^{-1}$  و  $A_0(y) = \frac{\sin vx \cos vx + i \sinh \kappa x \cosh \kappa x}{\sin^2 vx + \sinh^2 \kappa x}$ .

ويجب أن تحسب كل التكراريات بدقة مزدوجة وذلك لتجنب النتائج غير المقبولة عندما تكون متغيرات الدالات كبيرة.

### المقاطع العرضية:

من خلال التكامل المناسب يمكن بسهولة حساب مختلف المقاطع العرضية:

$$\sigma_s = \frac{2\pi}{k_0^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \left( |a_n|^2 + |b_n|^2 \right) \quad \bullet \quad \text{مقطع عرضي للتشتت:} \quad (21.5)$$

$$\sigma_{ext} = \frac{2\pi}{k_0^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \operatorname{Re}\{a_n + b_n\} \quad \bullet \quad \text{مقطع عرضي للإخماد:} \quad (22.5)$$

$$\sigma_b = \frac{2\pi}{k_0^2} \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1) \left( a_n - b_n \right)^2 \quad \bullet \quad \text{مقطع عرضي للتشتت الرجعي:} \quad (23.5)$$

### 2.1.1.2.5 عناصر التشتت الكروانية

تسمح هندسة عناصر التشتت الكروانية بطريقة مشاهجة لحل معادلة Maxwell. ومع ذلك فإن التفصيل الرياضي هنا أكثر تعقيداً مما هو في حالة عنصر التشتت الكروي. وتنشأ الصعوبة الرئيسية من أن الدالات الذاتية تتوقف على دليل الانكسار وهذا يحول دون سهولة تنفيذ هذه التقنية. وثمة عرض مفصل لذلك في [Asano and Sato, 1980].

### 2.1.2.5 الحلول التقريبية

#### 1.2.1.2.5 تقريب Rayleigh-Gans

يتمثل تقريب المرتبة الأولى لتكامل المعادلة (9.5) في استبدال المجال  $E(r')$  بالمجال الوارد  $E_i(r')$ . وهذا ما يُعرف باسم تقريب Rayleigh-Gans أو Rayleigh-Debye، أو حتى تقريب Born. ومن الواضح أن هذا التقريب لا يصلح إلا إذا كان عنصر التشتت "ضعيفاً". ومن أجل تحديد الشروط المقيدة يتبع عموماً نهج التكرار، حيث يستبدل المجال الداخلي في كل خطوة بالمجال الذي تم التوصل إليه في الخطوة السابقة. وليس من الميسور البرهان على التقارب في هذا الإجراء. ومع ذلك، إذا كانت  $L$  هي البعد النموذجي لعنصر التشتت، فقد ثبت أن الأمر يحتاج إلى الوفاء بشرطين لهذا التطبيق وهما:  $|\varepsilon_r - 1| \ll 1$  و  $|k_0 L - 1| \ll 1$ .

وبالنسبة لقطرات الماء والموجات الصغيرة فإن قيمة العلاقة  $|m^2 - 1| = |\epsilon_r - 1|$  هي حوالي 25. لذلك لا يمكن استخدام هذا التقارب للهواطل وترددات رادارات الأرصاد الجوية الحالية.

### 2.2.1.2.5 تشتت Rayleigh لجسيم كروي

إذا كان الطول النموذجي لعنصر التشتت أصغر من طول الموجة ( $k_0 L \ll 1$ )، فإن المجال الوارد داخل عنصر التشتت وبالقرب منه يكاد يتصرف كما يتصرف المجال الكهرسكوني. ومن ثم فإن فكرة هذا التقارب هي نقل الحل الكهرسكوني إلى داخل عنصر التشتت.

ومع ذلك فإن الحل الكهرسكوني يتوقف على شكل عنصر التشتت، وغالباً ما تُغفل هذه النقطة. وسنقدم مثالين في هذا الصدد.

#### تشتت Rayleigh لجسيم كروي

في هذه الحالة الحل الكهرسكوني معروف (مثال ذلك [Stratton, 1941])، ويصبح المجال داخل الجسم الكروي:

$$(24.5) \quad E(r') = \frac{3}{2 + \epsilon_r} E_i(r')$$

وتبعاً للمعادلتين (9.5) و(10.5) يكون اتساع التشتت:

$$(25.5) \quad S(k_s, k_i) = \left( \bar{I} - \frac{k_s k_s}{k_0^2} \right) e_i \frac{ik_0^3}{4\pi} \int_V e^{i(k_s - k_i)r} \frac{3(\epsilon_r - 1)}{\epsilon_r + 2} dV$$

وبالنسبة لجسم كروي متجانس قطره  $a$  نجد بسهولة:

$$(26.5) \quad S(k_s, k_i) = \left( \bar{I} - \frac{k_s k_s}{k_0^2} \right) e_i \frac{ik_0^3}{k_1^3} (\sin(k_1 a) - k_1 a \cos(k_1 a)) \frac{3(\epsilon_r - 1)}{\epsilon_r + 2}$$

حيث  $k_1 = |k_s - k_i|$ .

ويسمح الحد  $a \rightarrow 0$  بكتابة المعادلة:

$$(27.5) \quad S(k_s, k_i) = \left( \bar{I} - \frac{k_s k_s}{k_0^2} \right) e_i \frac{ik_0^3}{4\pi} V \frac{3(\epsilon_r - 1)}{\epsilon_r + 2}$$

حيث  $V$  هو حجم عنصر التشتت. وكما ذكر سابقاً فإن  $\left( \bar{I} - \frac{k_s k_s}{k_0^2} \right) e_i$  هو المكون  $e_i$  المتعامد مع  $k_s$ . وإذا كانت  $\xi$  هي الزاوية بين  $e_i$  و  $k_s$ ، عندئذ:

$$(28.5) \quad S = i \sin \xi \frac{k_0^3}{4\pi} V \frac{3(\epsilon_r - 1)}{\epsilon_r + 2}$$

وهكذا فإن نمط مجال التشتت هو نتوء مستدير، مطابق لمجال ثنائي أقطاب يساير  $e_i$ . ويكون المقطع العرضي للتشتت الرجعي:

$$(29.5) \quad \sigma_b = \frac{k_0^4}{4\pi} V^2 \left| \frac{3(m^2 - 1)}{m^2 + 2} \right|^2$$

حيث استخدمنا دليل الانعكاس داخل عنصر التشتت  $m = \sqrt{\epsilon_r}$ .

ويتم الحصول على المقطع العرضي للامتصاص من المعادلة (18.5):

$$(30.5) \quad \sigma_a = k_0 \epsilon_r V \left| \frac{3}{m^2 + 2} \right|^2$$

ويتم الحصول على المقطع العرضي للتشتت بتكامل المعادلة (28.5) عبر كامل المساحة:

$$(31.5) \quad \sigma_s = \frac{3k_0^4 V^2}{2\pi} \left| \frac{(\epsilon_r - 1)}{\epsilon_r + 2} \right|^2$$

ومن أجل جسم كروي:

$$(32.5) \quad \sigma_s = \frac{128\pi^5 a^6}{3\lambda^4} \left| \frac{\epsilon_r - 1}{\epsilon_r + 2} \right|^2$$

والمعادلات (29.5) و (30.5) و (31.5) و (5.32) هي الصيغ التقليلية لتقريب Rayleigh. ولنتذكر مرة أخرى أنه، باستثناء المعادلة (30.5)، لا يمكن تطبيقها إلا على الأجسام الكروية.

وبشكل أعم، لم يتم على الوجه الأكمل حل مسألة صلاحية تشتت Rayleigh. وبالمقارنة مع نتائج Mie، أظهر Kerker [1969] أن الخطأ أقل من 4 في المائة من أجل  $a = 0.05\lambda$ . وهذا في الواقع مدى تافه من الصلاحية. ومع ذلك، وفي تردد 5 GHz، فإنه يعني  $a = 3\text{mm}$  التي تضم غالبية الهواطل الجوية، ولكن هناك آثار رنين كبير عند تردد 6 GHz من أجل  $a = 2.9\text{mm} > 0.06\lambda$ . وعند تردد 10 GHz، تكون  $a = 1.5\text{mm}$  وهي مقيدة جداً لقطرات المطر، خصوصاً أثناء العواصف. وبشكل عام، يمكن تطبيق تشتت Rayleigh عندما تكون  $k_0 a |\epsilon_r|^{1/2} \leq 0.1$ .

تشتت Rayleigh لجسيم كروي

بما أن تجمعات الهواطل لها محور تناظر عموماً، فقد اقتصرنا على حالة كروانية (والتعميم من أجل مجسمات إهليلجية مباشر ولكنه ثقيل).

ويتم تحديد محور التناظر  $\Delta$  بواسطة الزاويتين  $\alpha$  و  $\beta$  (انظر البند 1.2.1.5). ويمكن تحويل الإطار المرجعي  $(O, x, y, z)$  إلى إطار مرجعي  $(O, x', y', z')$  حيث تتحدد معادلة الجسم الكرواني  $x'^2/a^2 + y'^2/a^2 + z'^2/c^2 = 1$  بمجرد تدوير بسيط بواسطة المصفوفة:

$$(33.5) \quad \bar{R} = \begin{vmatrix} \cos\beta \cos\alpha \cos\beta \sin\alpha - \sin\beta \\ -\sin\alpha \cos\alpha & 0 \\ \sin\beta \cos\alpha \sin\beta \sin\alpha \cos\beta \end{vmatrix}$$

وفي نظام الإحداثيات  $(O, x', y', z')$ ، يصبح المجال  $E_i$  الوارد  $E'_i = \bar{R}E_i$ .

وعندئذ يكون الحل الكهرسكوني داخل عنصر التشتت [Stratton, 1941]:

$$(34.5) \quad E' = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 1 + (\epsilon_r - 1)L_1 & & \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ & & 1 + (\epsilon_r - 1)L_2 \end{vmatrix} E'_i = \bar{C} \cdot E'_i$$

وفي الإطار المرجعي الأصلي، لدينا عندئذ:  $E = \bar{R}^{-1} \cdot \bar{C} \cdot \bar{R} \cdot E_i$

وبما أن من الممكن استخدام تقريب Rayleigh فقط لعناصر تشتت صغيرة جداً، فيمكننا أخذ القيمة  $e^{i(k_s - k_i) \cdot r'} \approx 1$  في المعادلة (9.5)، ويصبح اتساع التشتت:

$$(35.5) \quad S = \frac{i k_0^3}{4\pi} (\epsilon_r - 1) V \left( \bar{I} - \frac{k_s k_s}{k_0^2} \right) \cdot \bar{R}^{-1} \cdot \bar{C} \cdot \bar{R} \cdot E_i$$

حيث  $V = (4/3)\pi a^2 c$ .

ومن الواضح أن خصائص التشتت تتوقف على استقطاب الموجة الواردة. وعلى وجه الخصوص يمكن، بعد بعض المعاملات، حساب الموجة المستقطبة على طول  $Ox, e_i = (1, 0, 0)$ :

$$(36.5) \quad \sigma_{bx} = \frac{k_0^4}{4\pi} V^2 |\epsilon_r - 1|^2 \left[ \left| \cos^2 \alpha (p \cos^2 \beta + q \sin^2 \beta) + p \sin^2 \alpha \right|^2 + |q - p|^2 \sin^2 \alpha \cos^2 \alpha \sin^4 \beta \right]$$

والموجة المستقطبة على طول  $Oy, e_i = (0, 1, 0)$ :

$$(37.5) \quad \sigma_{by} = \frac{k_0^4}{4\pi} V^2 |\epsilon_r - 1|^2 \left[ \left| \sin^2 \alpha (p \cos^2 \beta + q \sin^2 \beta) + p \cos^2 \alpha \right|^2 + |q - p|^2 \sin^2 \alpha \cos^2 \alpha \sin^4 \beta \right]$$

على أساس  $p = 1/(1 + (\epsilon_r - 1)L_1)$  و  $q = 1/(1 + (\epsilon_r - 1)L_2)$  بموجب [Stratton, 1941]:

تفلطح الجسم الكروي على طول المحور  $a < c$  وقيمة  $e^2 = 1 - (a/c)^2$

$$L_1 = \frac{1}{2}(1 - L_2) \quad \text{و} \quad L_2 = \frac{1 - e^2}{e^2} \left( -1 + \frac{1}{2e} \ln \frac{1 + e}{1 - e} \right)$$

تفلطح الجسم الكروي عند القطبين  $a > c$  وقيمة  $u^2 = (a/c)^2 - 1$

$$L_1 = \frac{1}{2}(1 - L_2) \quad \text{و} \quad L_2 = \frac{1 + u^2}{u^2} \left( 1 - \frac{1}{u} \operatorname{arctg} u \right)$$

وفي حالة جسم كروي  $a = c$  تكون  $L_1 = L_2 = 1/3$  و  $p = q = 3/(\epsilon_r + 2)$  ونحصل على النتائج السابقة.

ويلاحظ أنه حتى لو كان التشتت الرجعي يتوقف على شكل عنصر التشتت، فإن المقطع العرضي للامتصاص (المعادلة (30.5))، وهو أكبر من المقطع العرضي للتشتت للترددات موضع الاهتمام هنا، له تبعية من المرتبة الثانية على الشكل.

## 2.2.5 طرائق التقريب العددية

بما أن الطرائق الدقيقة لا تنطبق إلا على بعض الحالات المحددة، فقد وضعت عدة طرائق عددية للتعامل مع عناصر التشتت الواقعية مثل الهواطل الكبيرة. ولا مجال في هذا الفصل لأن نقدمها كلها. ولذلك فإننا نركز على أربعة من الطرائق التي تستخدم في أغلب الأحيان.

### 1.2.2.5 طريقة مطابقة النقاط

تنطبق هذه التقنية، من حيث المبدأ، على عنصر تشتت متجانس اعتباطي له هندسة حدية منتظمة. وهذه الطريقة هي في الواقع امتداد لنظرية Mie وعلى أساس التوسع في المجالات من حيث الدالات الذاتية في متجه معادلة Helmholtz [Oguchi, 1960]  $\nabla^2 A + k^2 A = 0$  من أجل  $k = \text{ثابت}$ .

وخلالاً لحالة جسم كروي، من المستحيل مطابقة شروط حدية بالضبط عندما لا يكون سطح عنصر التشتت سطحاً إحداثياً. ولذلك فإن الفكرة الأساسية هي قصر التوسع على عدد محدود من الحدود والوفاء بشروط حدية عند عدد كاف من النقاط على سطح حدي من أجل تحديد معاملات التوسع المجهولة.

ولا يقع في نطاق هذا الكتيب إعطاء وصف تفصيلي لذلك. ومن ثم نقتصر على تقديم مجرد لمحة عامة بحسب [1973] Oguchi. وعلى افتراض أن أصل الإحداثيات يقع داخل عنصر التشتت، فإن دالات الأساس في متجه معادلة Helmholtz هي، في إحداثيات كروية  $(\alpha, \beta, r)$ ،

$$(38.5) \quad \begin{aligned} \frac{m_{emn}}{m_{omn}} &= \begin{pmatrix} - \\ + \end{pmatrix} \frac{m}{\sin \theta} z_n(kr) P_n^m(\cos \beta) \frac{\sin m\alpha}{\cos m\alpha} e_\beta - z_n(kr) \frac{\partial P_n^m}{\partial B} \frac{\cos m\alpha}{\sin m\alpha} e_\alpha \\ \frac{n_{emn}}{n_{omn}} &= \frac{n(n+1)}{kr} z_n(kr) P_n^m(\cos \beta) \frac{\cos m\alpha}{\sin m\alpha} e_r + \frac{1}{kr} \frac{\partial}{\partial r} [r z_n(kr)] P_n^m(\cos \beta) \frac{\cos m\alpha}{\sin m\alpha} e_\beta \\ &\quad \begin{pmatrix} - \\ + \end{pmatrix} \frac{m}{kr \sin \theta} \frac{\partial}{\partial r} [r z_n(kr)] P_n^m(\cos \beta) \frac{\sin m\alpha}{\cos m\alpha} e_\alpha \end{aligned}$$

حيث  $P_n^m$  هي دالات Legendre المصاحبة ( $m \leq n$ ) و  $z_n(kr)$  هي دالة Bessel الكروية و  $k$  هو عدد الموجات. ويتوقف اختيار دالات Bessel على السلوك المطلوب من الحل بالقرب من نقطة الأصل أو في اللانهاية. وبالقرب من نقطة الأصل، تفضل دالة Bessel الكروية من النوع الأول، وفي اللانهاية يقع الخيار على دالة Bessel الكروية من النوع الرابع (دالة Hankel). وتسمى  $m$  الأسلوب.

وبتمثيل المجال الكلي داخل عنصر التشتت بواسطة  $E_-$  والمجال المشتت كالمعتاد بواسطة  $E_s$ ، يكون لدينا التوسع التالي،

$$(39.5) \quad \begin{aligned} E_- &= E_i \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m \leq n} i^n \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_{mn} m_{omn}^{(1)} - i b_{mn} n_{emn}^{(1)}) \\ E_s &= E_i \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m \leq n} i^n \frac{2n+1}{n(n+1)} (c_{mn} m_{omn}^{(3)} - i d_{mn} n_{emn}^{(3)}) \end{aligned}$$

وتستخدم معادلات مماثلة للمجالات المغنطيسية وتشمل نفس المعاملات المجهولة. ويتم تحديد هذه المعاملات بحسب شروط حدية على سطح عنصر التشتت الأملس.

$$(40.5) \quad \begin{aligned} n \times (E_i + E_s - E_-) &= 0 \\ n \times (H_i + H_s - H_-) &= 0 \end{aligned}$$

حيث  $n$  هو الناظم نحو الخارج على سطح عنصر التشتت.

وتؤدي هذه الشروط الحدية إلى أربعة شروط عددية نظراً لأن مكونات تماس المجالات لها درجتان من درجات الحرية. وبمضاعفة هذه المعادلات بالقيمة  $\cos \alpha$  أو  $\sin \alpha$  والتكامل عبر المدى  $(0, 2\pi)$  نحصل على أربعة تعبيرات من قبيل،

$$(41.5) \quad \sum_{n=m}^{\infty} h_n C_n(\beta) = D(\beta)$$

حيث  $h_n$  تمثل المعاملات المجهولة وتتناول  $C_n$  و  $D$  دالات Bessel الكروية، ودالات Legendre المصاحبة ومشتقاتها. وإذا اختزل المجموع حتى الدليل  $N$ ، فإن عدد المعاملات المجهولة هو  $4(N-m+1)$  ويمكن تحديدها باستخدام نقاط  $(N-m+1)$  وهي  $\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_{N-m+1}$  متباعدة بصورة منتظمة عبر المدى  $(0, \pi)$  من أجل الحصول على نظام جبري من الدرجة الأولى.

وينبغي تكرار هذا الإجراء لكل أسلوب من 0 إلى  $M$ . وإذا كانت عناصر التشتت متناظرة المحور فيمكن تبسيط الحساب باعتبار سلسلة Fourier في مستوي زاوية السمات.

وتستخدم الطريقة الواردة أعلاه عدداً من نقاط الضبط مساوياً لعدد المعاملات المجهولة وتعرف باسم طريقة التجميع. وبالنسبة لعناصر تشتت مشوهة بشدة يمكن تحقيق تحسن كبير بتطبيق طريقة المربعات الصغرى على عدد أكبر من النقاط مما هو ضروري حتماً [Morrison and Cross, 1974]. وبالنسبة لقطرات المطر الكبيرة، ينصح بشدة باستخدام هذا الأسلوب.

وفكرة توسيع الموجة المشتتة لعنصر تشتت غير كروي بمثابة دالات موجات كروية اتجاهية موضع تساؤل [Van der Berg and Fokkema, 1979]، ولذلك يبدو أن طريقة مطابقة النقاط تقتصر على قطرات مطر مشوهة باعتدال. ولا تنطبق هذه التقنيات، في أي حال، إلا على عناصر تشتت متجانسة باستثناء الهواطل مثل الثلج الرطب.

وقد استخدمت اتساعات التشتت المحسوبة بهذه الطريقة لاشتقاق المعلمتين (أي  $k$  و  $\alpha$ ) في التوصية ITU-R P.838.

### 2.2.2.5 طريقة المصفوفة T

تسمى هذه الطريقة أيضاً طريقة الشروط الحدية الموسعة (EBCM) وهي تستخدم أيضاً توسعاً من حيث الدالات الكروية الاتجاهية ولكن المعاملات المجهولة تتحدد باستخدام التمثيل المتكامل للمجالات (انظر البند 1.1.5). والورقة التي وضعها Barber و Yeh [1975] تعطي وصفاً واضحاً وكاملاً لهذه الطريقة. وتنطوي هذه الطريقة على مبدئين أساسيين:

- يتم تحديد "التيارين المكافئين"  $n \times E$  و  $n \times H$  اللذين يتمخض عنهما مجال باطل داخل عنصر التشتت. وبشكل ما، تصبح الشروط الحدية التقليدية للسطح شروط الحجم (المجال الباطل)، الذي يفسر تعبير "الشروط الحدية الموسعة".

- نظراً للاستمرارية التحليلية للمجال داخل عنصر التشتت، يكفي فرض المجال الباطل في أي جزء من عنصر التشتت، الذي يتم اختياره عموماً بمثابة كرة كامنة داخل الجسم.

ويكون الإجراء عندئذ:

(1) توسيع  $E_i$  و  $H_i$  إلى توفيقيات كروية. ويكون ذلك رمزياً،

$$(42.5) \quad E_i = \sum_n a_n \Phi_n^{(1)}(r, \beta, \alpha)$$

(2) بعيداً عن الجسم لتوسيع مجالات التشتت أيضاً في التوفيقيات الكروية،

$$(43.5) \quad E_s = \sum_n b_n \Phi_n^{(3)}(r, \beta, \alpha)$$

وباختزال التوسيعين السابقين عند ترتيب معين  $N$ ، يتم تعريف مصفوفة التحول أو مصفوفة T بواسطة  $[b] = T[a]$ ، وحالما تصبح معروفة يتم حل مشكلة التشتت.

ولتحديد ذلك نمضي على النحو التالي:

(3) توسيع الثنائية  $\bar{G}$  في التوفيقيات الكروية (حالما يتم اختيار التحديد المناسب بالقرب من نقطة الأصل). وتسمح الخصائص المتعامدة في التوفيقيات الكروية بربط المعاملات  $a_n$  خطياً ببعض التكاملات السطحية للتيارين المكافئين،

(4) يؤدي إجراء مماثل مطبق خارج عنصر التشتت إلى علاقات خطية بين التيارات المكافئين ومعاملات  $b_n$ ،

(5) إذا أزيل التياران المكافئان بين النظامين الخطيين السابقين، نحصل بسهولة على المصفوفة T التي تربط معاملات  $a_n$  بمعاملات  $b_n$ .

يتوقف الرقم  $N$  (الترتيب الذي يتم عنده اختزال التوسع) المطلوب للحصول على حلٍ مرضٍ على شكل عنصر التشتت وحجمه ودليل انكساره.

وهذه الطريقة أسهل تنفيذاً من طريقة مطابقة النقاط. وهي تنطبق على عدد أكبر من الأشكال المشوهة ويمكن توسيعها لتشمل عناصر التشتت المتعددة الطبقات. بيد أن تقاربها ضعيفاً بالنسبة لجسيمات كبيرة حيث يصعب حساب التكاملات السطحية ذات الصلة.

## 3.2.2.5 طريقة Fredholm التكاملية (FIM)

نقطة البداية في هذه الطريقة هي معادلة التكامل (4.5)، وبالنسبة لمجال مستوي وارد أوضحنا أن المعادلة (4.5) تصبح (9.5). ولا بد من تحديد المجال الداخلي  $E_i(r')$  بواسطة معادلة Fredholm التكاملية من النوع الثاني. وتنشأ الصعوبة من تميز دالة Green بالقرب من نقطة الأصل والتي تحول دون استخدام تقنية الحل التقليدية. وللتغلب على هذه الصعوبة اقترح Holt وآخرون [1978] استخدام تحويل Fourier الذي يؤدي إلى معادلة تكاملية جديدة، لم تعد نواتها متميزة. وبإعادة كتابة المعادلة التكاملية على النحو التالي:

$$(44.5) \quad E(r) = E_i(r) + \int_V \bar{G}(r-r') \gamma(r') E(r') dr'$$

وبمضاعفة (44.5) بالمقدار  $\gamma(r) e^{ik_1 \cdot r}$  وتكاملها عبر كامل حجم عنصر التشتت نحصل (بإهمال الاتساع  $E_i$ ) على،

$$(45.5) \quad \int_V E(r) e^{ik_1 \cdot r} \gamma(r) dr = e_i \int_V e^{i(k_1 - k_i) \cdot r} \gamma(r) dr + \int_V \int_V e^{ik_1 \cdot r} \gamma(r) \bar{G}(r-r') \gamma(r') E(r') dr dr'$$

وبما أننا لا نحتاج سوى لقيمة  $E_-(r)$  لكي نحسب التشتت (44.5) فيمكننا أن نفترض أن  $E(r)$  قابلة لتحويل Fourier وأن،

$$(46.5) \quad E(r) = \int C(k_2) e^{ik_2 \cdot r} dk_2$$

وبتعويض (46.5) في (45.5) نجد:

$$(47.5) \quad \int \bar{K}(k_1, k_2) \cdot C(k_2) dk_2 = e_i U(k_1, k_2)$$

حيث

$$(48.5) \quad U(k_1, k_2) = \int \gamma(r) e^{i(k_1 - k_2) \cdot r} dr$$

و

$$(49.5) \quad \bar{K}(k_1, k_2) = \bar{I}U(k_1, k_2) - \int \int e^{ik_1 \cdot r} \bar{G}(r-r') \gamma(r') e^{ik_2 \cdot r'} dr dr'$$

حيث  $\bar{K}$  هي نواة غير متميزة يمكن فيها إزالة التميز من خلال التكامل التحليلي. ويتم حل (47.5) من خلال تقييم التكاملات بالتربيع العددي. وهو ما يكافئ اختزال (5.46) إلى مجموع محدود:

$$(50.5) \quad E(r) = \sum_{j=1}^n C_j e^{ik_j \cdot r}$$

لذلك، يؤدي تطبيق المعادلة (47.5) من أجل القيم  $n$  للعلاقة  $k_1(k_{1j}, j=1, n)$  إلى معادلات مصفوفة يمكن حلها بسهولة. وقد بين Holt وآخرون [1978] أنه إذا كان المتجهان  $k_{1j}$  و  $k_{2j}$  متساويين فإن الحل يحترم مبدأ التغير الذي وضعه Schwinger والعملية مستقرة جداً عددياً.

ومما لا شك فيه أن طريقة Fredholm التكاملية هي أكثر الطرائق العددية انطباقاً بصفة عامة. فهي تنطبق على أي نوع من عناصر التشتت التي يمكن تطبيق التكامل التحليلي عليها. فقد تمت معالجة الجسيمات الإهليلجية عموماً [Holt et al., 1976] والجسيمات ذات الحواف [Shepherd and Holt, 1983] والجسيمات غير المتجانسة [Hardaker and Holt, 1994]. ومع ذلك، فهي أصعب تنفيذاً وأبطأ من الطرائق الأخرى للجسيمات المتجانسة ذات الأشكال شبه الكروية. ويمكن التحقق من التقارب فيها أثناء الحسابات دون معاودة العملية منذ البداية. وعلاوة على ذلك فإن التغيير في دليل الانكسار لا يتطلب سوى تكرار جزء من الحساب.

## 4.2.2.5 طرائق العناصر المحدودة

الميزة الكبرى لهذه الطرائق هي قدرتها على التعامل مع مختلف الأشكال غير المنتظمة لعناصر التشتت. ونخص بالذكر:

## 1.4.2.2.5 طريقة العزم الوحيد

موجز الطريقة [Morgan and Mei, 1979؛ Morgan 1980]: إن أساس هذه الطريقة هي صبغة اقتران الكمون السمتي (CAP) للمجال الكهرمغناطيسي، وهي صالحة في أوساط متناظرة تدويرياً غير متجانسة ومتناحية معرضة للخسارة عموماً. ويمكن تمثيل المجالات الكهرمغناطيسية في هذه المناطق باستخدام صبغة اقتران الكمون السمتي في هيئة كمونين مستمرين يلبيان نظاماً ذاتي التجاور من معادلات تفاضلية جزئية أو، على نحو مكافئ، معياراً تفايرياً. وباستخدام خوارزمية عنصر محدود متغاير بالاقتان مع طريقة عزم وحيد ثلاثية الأقاليم، يمكن الحصول على الحلول لكل من المجالات الواردة المتعددة المصطدمة بجسم دوار غير متجانس وقابل للنفاذ ذي شكل اعتباطي.

التطبيق: إلى جانب بعض التطبيقات الأخرى، استخدمت طريقة العزم الوحيد لحساب اتساعات تشتت قطرات المطر المتناظرة المحور [Morgan 1980؛ Fang and Lee, 1978]. وأشكال القطرات إما كروية مفلطحة أو مأخوذة من Pruppacher و Pitter [1971]؛ وثمة بعض المقارنات مع نتائج من طرائق مختلفة يقدمها Morgan [1980].

## 2.4.2.2.5 طريقة العناصر الحديدية

موجز الطريقة [Schlemmer et al., 1993]: أساس هذه الطريقة هي دالة Green للأوساط المعرضة للخسارة وصياغة معادلة التكامل السطحية للتشتت الكهرمغناطيسي. ومجال التكامل، أي سطح العازل، ينقسم إلى عناصر محدودة من أجل أداء التكامل عددياً. ويمكن فصم عنصر التشتت هذا باستخدام العناصر الحديدية ثمانية العقد. وأخيراً، يتم تحويل المعادلة التكاملية إلى معادلات نظام خطي، يمكن حلها بأسلوب الحذف الغوسي.

التطبيق: إلى جانب العديد من التطبيقات الأخرى، تم تطبيق طريقة العناصر الحديدية لحساب التشتت من جسم كروي ما، وتم التحقق من صحة النتائج مقابل حلول سلسلة Mie [Schlemmer et al., 1993].

## 3.5 التنفيذ العددي

التنفيذ العددي لغالبية الخوارزميات الموصوفة هنا متاح في [Poiars Baptista, 1994]. وكمبدأ توجيهي، يبين الجدول 1.5 وصفاً موجزاً للطرائق المختلفة إلى جانب بعض الاعتبارات المفيدة.

## الجدول 1.5

## طرائق حساب التشتت في جسيمات وحيدة

طريقة الحساب	المزايا المحددة	القيود	المتطلبات الحوسبية
Rayleigh	تحليل بسيط	جسيمات صغيرة جداً $0 < ka < 0,3$	لا تذكر
Mie	دقة	أجسام كروية متجانسة	متواضعة
توسيع Mie لأجسام كروية متعددة الطبقات	دقة	أجسام كروية فقط	متواضعة
توسيع كرواني	دقة	جسيمات متجانسة	تكرار حسابات ذاكرة تخزين هامة
تجميع مطابقة النقاط	أشكال غير منتظمة	تقارب حرج عناصر تشتت متجانسة	ذاكرة تخزين هامة
مصفوفة T	جسيمات غير منتظمة متعددة الطبقات	تقارب رديء يصعب التحقق منه	ذاكرة تخزين هامة
تكمال Fredholm	عناصر تشتت غير متجانسة مشوهة جداً، خوارزمية مستقرة	صعب التنفيذ وبطيء	ذاكرة تخزين هامة

## المراجع

- ASANO, S. and SATO, M. [1980] Light scattering properties of spheroidal particles. Applied Optics. 19, pp. 962-974.
- BARBER, P. and YEH, C. [1975] Scattering of Electromagnetic Waves by Arbitrarily shaped Dielectric Bodies. Applied Optics, 14, 2, pp. 2864-2872.
- BORN, and WOLF. [1980] Principles of optics. Ed. Pergamon.
- FANG, D.J. and LEE, F.J. [1978] Tabulations of raindrop induced forward and backward scattering amplitudes. COMSAT Tech.Rev.,8(2), pp. 455-486.
- HARDAKER, P.J. and HOLT, A.R. [1994] Electromagnetic Scattering from Luneberg lens. J.Electromagnetic Waves and Applications, 8, pp. 391-405.
- HOLT, A.R., UZUNOGLU, N.K. and EVANS, B.G. [1978] An Integral Equation Solution to the Scattering of Electromagnetic Radiation by Dielectric Spheroids and Ellipsoids. IEEE-Trans. Ant. and Prop., AP-26.5, pp. 706-712.
- HOLT, A.R., UZUNOGLU, N. and EVANS, B.G. [1976] An Integral Equation Solution to the Scattering of Electromagnetic Radiation by Dielectric Spheroids and Ellipsoids. Proc. IEEE/AP-S International Symposium, Amherst, pp. 415-428.
- KERKER, M. [1969] The Scattering of Light. Ed. Academic Press.
- LEVINE, H. and SCHWINGER, J. [1951] On the theory of electromagnetic wave diffraction by an aperture in an infinite plane conducting screen, in "The theory of Electromagnetic Waves", Ed. Dover Publications, pp. 355-391.
- MIE, G. [1908] *Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen.* Ann.Phys.Leipzig, 25, pp.377-445.
- MORGAN, M.A. and MEI, K.K. [1979] Finite Element Computation of Scattering by Inhomogeneous Penetrable Bodies of Revolution. IEEE Trans. on Ant. and Prop., 27, 2, pp.202-214.
- MORGAN, M.A. [1980] Finite Element Computation of Microwave Scattering by Raindrops. Radio Sci., 15, 6, pp. 1109-1119.
- MORRISON, J.A. and CROSS, M.J. [1974] Scattering of a plane electromagnetic wave by axisymmetric raindrops. B.S.T.J. 15, 6, pp. 955-1019.
- MORSE, P.M. and FESHBACH, H. [1953] Methods of Theoretical Physics. Ed. McGraw-Hill.
- OGUCHI, T. [1973] Attenuation and Phase Rotation of Radio Waves due to Rain : Calculations at 19.3 and 34.8 GHz. Radio Sci., 8, 1, pp. 31-38.
- OGUCHI, T. [1960] Attenuation of Electromagnetic Wave due to Rain with Distorted Raindrops. J. Radio Res. Lab.,7,33, pp. 467-485.
- POIARES BAPTISTA, J.P.V. (Editor), [1994] OPEX Reference Book on Radar; Second Workshop of the OLYMPUS Propagation Experimenters. European Space Agency WPP-083, Noordwijk. 8-10 November 1994.
- PRUPPACHER, H.R. and PITTER, R.L. [1971] A Semi-Empirical Determination of the Shape of Cloud and Rain Drops. J. Atmos. Sci., 28, 1, pp. 86-94.
- SCHLEMMER, E., RUCKER, W.M. and RICHTER, K.R. [1993] Boundary Element Computations of 3D Transient Scattering, from Lossy Dielectric Objects. IEEE Trans. on Magn., 29, 2.

SHEPHERD, J.W. and HOLT, A.R. [1983] The Scattering of Electromagnetic radiation from dielectric cylinders. J.Phys.A. (Math.gen.), 16, pp. 651-662.

STRATTON, J.A. [1941] Electromagnetic Theor. Ed. McGraw-Hill.

VAN de HULST, H.C. [1981] Light scattering by small particles. Dover Publ., NY.

VAN der BERG, P.M. and FOKKEMA, J.T. [1979] The Rayleigh Hypothesis in the Theory of Diffraction by a Cylindrical Obstacle. IEEE Trans. Ant. and Prop., AP-27, 5, pp. 577-583.



## الفصل 6

### التوهين والتشتت بسبب الغازات في الغلاف الجوي

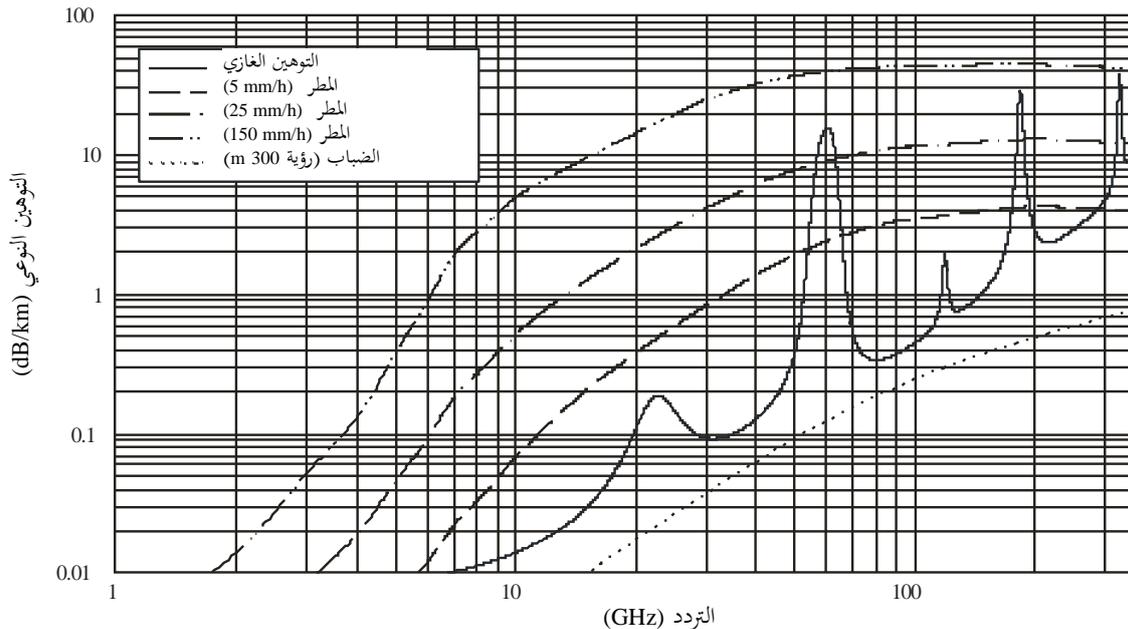
يعزى الامتصاص الجزئي، الذي تتعرض له الموجات الراديوية المنتشرة عبر الغلاف الجوي للأرض بالترددات السنيمترية والميليمترية، في المقام الأول إلى الأكسجين ( $O_2$ ) وبخار الماء. أما النيتروجين ( $N_2$ ) - وهو الغاز الأكثر وفرة (78 في المائة من حجم الهواء) - فليس له خطوط موجات صغيرة، بسبب عدم وجود عزم ثنائي الأقطاب دائم بل يتسم بامتصاص ضعيف دون رنين بسبب أحوال العزم ثنائي الأقطاب، الناجمة عن التصادم. ويصبح هذا الامتصاص كبيراً فوق 100 GHz في الأحوال الجافة جداً. وتتصف الغازات النزرة (مثل  $CO$  و  $CO_2$  و  $N_2O$  و  $O_3$ ) بامتصاص رنيني يمكن أن يكون كبيراً في الأحوال الجافة جداً، خاصة بالنسبة للترددات فوق حوالي 70 GHz [Waters, 1976]. وتتطلب بعض التطبيقات في الغلاف الجوي، مثل الاستشعار عن بعد والملاحة، معرفة المساهمة من هذه المكونات البسيطة.

ويبين الشكل 1.6 مثلاً على توهين نوعي (dB/km) بسبب الغازات عند مستوى سطح البحر، كدالة للتردد من 1 GHz إلى 350 GHz. ويستخدم متوسط الغلاف الجوي المرجعي العالمي السنوي الموصوف في التوصية ITU-R P.835-5 ( $P = 1013,25$  hPa، و  $T = 288,15$  K، و  $\rho = 1,225$  g/m<sup>3</sup> على السطح). ويبين الشكل 1.6 أيضاً التوهين النوعي بسبب المطر الخفيف والمتوسط والشديد وبسبب ضباب كثيف بما فيه الكفاية للحد من مدى الرؤية إلى 300 متر.

ويقدم هذا الفصل خلفية ومعلومات تكميلية عن توهين الموجات الراديوية بسبب الغازات في الغلاف الجوي الموصوف في التوصية ITU-R P.676-9. كما ينظر أيضاً في تأثير التشتت بسبب الغازات.

الشكل 1.6

#### التوهين النوعي بسبب الغازات في الغلاف الجوي (الأكسجين الجزئي وبخار الماء) والمطر والضباب



## 1.6 الخلفية المادية للامتصاص الغازي

عندما يتفاعل الإشعاع الكهرمغناطيسي مع جزيء قطبي غازي، أي مع جزيء له عزم ثنائي الأقطاب، تنتقل القدرة من الإشعاع الوارد إلى الجزيء، ويتحرض الجزيء إلى سوية قدرة أعلى. ثم يمكن للجزيء في حالته المحرصة أن ينتقل إلى سوية قدرة أقل بإرسال قدرة في شكل موجة كهرمغناطيسية. وسويات القدرة للجزيئات الغازية محددة جيداً ومنفصلة، وبالتالي تحدث التفاعلات ذات الصلة عند ترددات محددة للغاية، مما يؤدي إلى خطوط طيفية. وتؤدي العوامل البيئية، مثل الحرارة وخصوصاً الضغط، إلى توسيع عرض هذه الخطوط لتشكيل نطاقات تردد يتم فيها امتصاص القدرة، ومن ثم تتعرض الإشارات للتوهين.

والجزيء هو مجموعة من ذرتين أو أكثر مترابطة معاً ويمكن أن يهتز حول مواقع توازنه. والجزيء ككل يمكنه أيضاً أن يدور حول نفسه. وعلاوة على ذلك تتمتع الإلكترونات بقدرة كامنة وقدرة حركية. وهكذا يمكن التعبير عن القدرة الكلية لجزيء غازي معزول في حدود تقريب جيد من حيث المكونات ذات الصلة بأساليب مختلفة من التحريض والحركة:

$$(1.6) \quad E = E_e + E_v + E_r + E_t$$

حيث  $E_e$  و  $E_v$  و  $E_r$  هي قدرات إلكترونية واهتزازية ودورانية، على التوالي، و  $E_t$  هي القدرة النقلية (موقع وسرعة مركز كتلة الجزيء) أو القدرة الحركية. والحدود الثلاثة الأولى في المعادلة (1.6) محسوبة كميّاً وتأخذ قيماً منفصلة فقط، تتميز برقم أو أكثر من أرقام الكمومية التي تحدد حالة القدرة أو حالة الكمومية. وبدقيق العبارة، يتم تكمية القدرة النقلية  $E_t$  أيضاً ولكن سوية الفصل صغيرة بحيث لا يمكن رصدها [Bohren and Clothiaux, 2006]. وعلاوة على ذلك فإن التغييرات في القدرة النقلية ليس لها من أثر يذكر على سويات القدرة الجزيئية، ويمكن إهمالها في هذه المناقشة. وبما أن اقتران الدوران والاهتزاز غير منفك تماماً في نظام ميكانيكي (مثال ذلك بالنسبة لنقطتي كتلة موصولتين بنابض)، فإن تحلل القدرة الكلية لجزيء معزول إلى أشكاله المختلفة حسب المعادلة (1.6) تقريبي فقط [Bohren and Clothiaux, 2006].

وتتجم سويات القدرة الإلكترونية عن نقل الإلكترونات بين مدارات مختلفة وتتوافق مع أعلى سويات القدرة، ومن ثم فإن عمليات الانتقال بين سويات القدرة الإلكترونية تحدث عادة في المناطق المرئية وفوق البنفسجية من الطيف الكهرمغناطيسي.

وتنشأ سويات القدرة الاهتزازية من أساليب اهتزاز مختلفة في الجزيء، في حين تنتج سويات القدرة الدورانية من دوران الجزيء حول محاور مختلفة وتتوافق مع أدنى سويات القدرة؛ وتحدث عمليات الانتقال بين سويات القدرة الدورانية عادة في الموجات الصغيرة والنطاقات المليليمترية ودون المليليمترية من الطيف الكهرمغناطيسي [Elachi, 1987].

وتتوقف سويات القدرة الدورانية على أحوال العزم الثلاثة الرئيسية في عطالة الجزيء، وهناك أربعة أنواع مختلفة من الجزيئات الدوارة [Elachi, 1987]:

- (1) عزمان من العطالة متساويان والثالث يكاد لا يذكر. وهذا هو حال الجزيئات ثنائية الذرات ومتعددة الذرات الخطية مثل  $O_2$  و  $CO_2$ ، على التوالي.
- (2) جزيئات فوقية كروية، تتساوى فيها العزوم الثلاثة؛ وهذا هو حال الميثان ( $CH_4$ ).
- (3) جزيئات فوقية متناظرة، يتساوى فيها اثنان من العزوم؛ مثال ذلك الأمونيا ( $NH_3$ ).
- (4) جزيئات فوقية غير متناظرة، مثل  $H_2O$  و  $SO_2$ ، تختلف فيها كل العزوم الثلاثة.

والتفاعل بين الجزيئات الغازية والمجال الكهرمغناطيسي الوارد واضح في شكل امتصاص أو بث، ويحدث خلال فترة الجزيء ثنائي الأقطاب أو رباعي الأقطاب الكهربائي أو المغناطيسي. وهكذا، ولكي يتفاعل جزيء مع مجال كهرمغناطيسي، ومن ثم يمتص أو يبث فوتوناً تردده  $f$ ، يجب أن يكون لديه، بشكل عابر على الأقل، ثنائي أقطاب يتأرجح في ذلك التردد. وبالنسبة للبث أو الامتصاص، يعبر عن ثنائي الأقطاب هذا من حيث الميكانيكا الكمومية بواسطة عزم ثنائي الأقطاب.

ويمكن أن تحتلف التفاعلات الناتجة في تحولات عزم ثنائي الأقطاب اختلافاً كبيراً في الشدة. وتفاعلات ثنائي الأقطاب الكهربائية أقوى من تفاعلات ثنائي الأقطاب المغناطيسية بعامل  $\sim 10^5$ ، بينما تفاعلات ثنائي الأقطاب الكهربائية أقوى بنحو  $\sim 10^8$  مرات من تفاعلات رباعي الأقطاب الكهربائية. وهكذا فإن تفاعلات ثنائي الأقطاب الكهربائية مسؤولة عن أقوى الخطوط

الطيفية، المعروفة عموماً باسم التحولات المسموح بها. أما التحولات الأخرى فتسمى، بشكل فضفاض، ممنوعة. وتحدد طبيعة التحول بالأعداد الكمومية للحالتين العلوية والسفلية، وتحدد العلاقة بين الحالتين بقواعد الانتقاء. وعندما يحدث التحول بين حالتين من حالات القدرة، يعطى التردد  $f$  لكمومية الإشعاع الممتص أو المنبعث وفق شرط تردد Bohr،  $f = \frac{\Delta E}{h}$ ، حيث  $h$  هو ثابت Planck و  $\Delta E$  هي فرق القدرة بين حالي القدرة في عملية التحول.

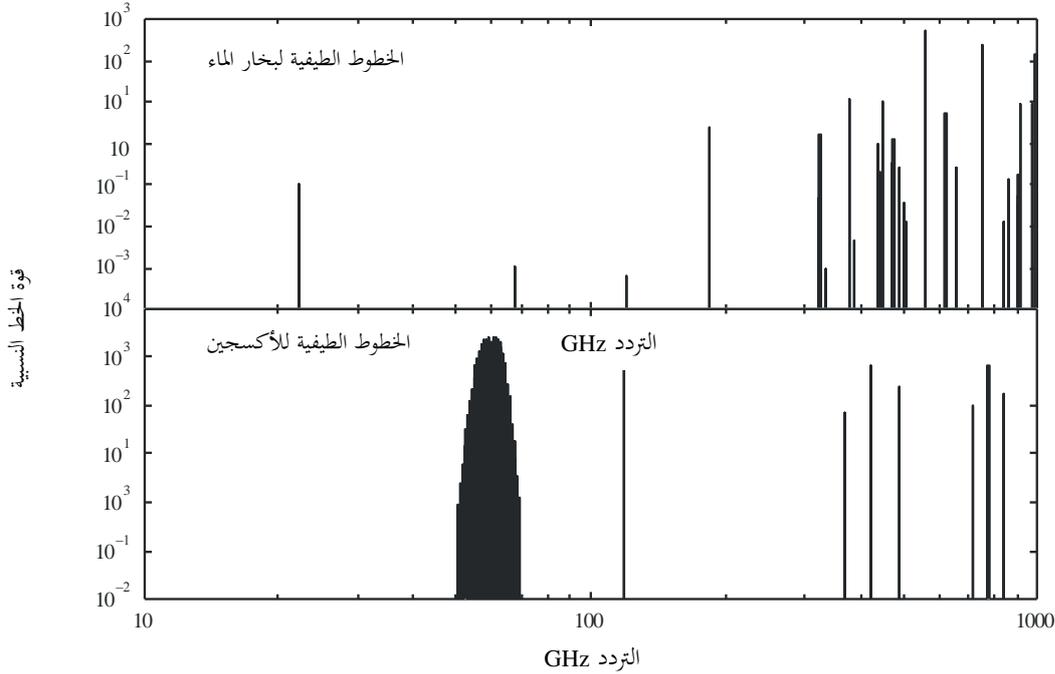
وتتضمن أكثر التحولات عموميةً تغيرات متآونة في القدرة الإلكترونية والاهتزازية والدورانية. وتختلف أصغر التحولات في القدرة الملحوظة عموماً اختلافاً كبيراً بين الأنواع الثلاثة وتوفر وسيلة مريحة للتمييز فيما بينها. وعموماً، فإن أصغر التغيرات في القدرة الدورانية هي في حدود  $1 \text{ cm}^{-1}$  ( $\sim 30 \text{ GHz}$ )، وهكذا فإن الخطوط الطيفية الدوارة، أي تلك التي تنشأ عن التغيرات في حالة قدرة الدوران للجزيء، تشكل جزءاً من الموجة الصغيرة للطيف دون المليميترية أو الأشعة تحت الحمراء البعيدة. وتنطوي التحولات الاهتزازية عموماً على تغيرات في القدرة أكبر من  $600 \text{ cm}^{-1}$  ( $\sim 20 \text{ THz}$ ). وهذه التحولات لا تحدث وحدها مطلقاً، وإنما بالاقتران مع العديد من التغيرات الدورانية المتآونة، مما يؤدي إلى مجموعات من الخطوط الطيفية التي تشكل نطاقات الاهتزاز-الدوران، في طيف الأشعة تحت الحمراء عادةً. وتنطوي التحولات الإلكترونية عموماً على تغيرات القدرة بمقدار بضعة فولتات إلكترون، ويحدث الامتصاص أو البث الناتج عادة في المناطق المرئية أو فوق البنفسجية من الطيف الكهرمغناطيسي.

وفي أطوال الموجات الصغيرة والمليميترية ودون المليميترية، تكون غالبية التحولات دورانية بحتة (مع استثناءات قليلة) وتكون نمذجة التفاعل بين الموجات الراديوية والجزيئات الغازية بسيطة سهلة عموماً. وفي الغلاف الجوي، تكون الجزيئات المهيمنة التي تتفاعل مع الإشعاع الكهرمغناطيسي في الموجات المليميترية ودون المليميترية هي الأكسجين وبخار الماء. وبخار الماء هو جزيء فوقي غير متناظر له عزم ثنائي الأقطاب كهربائي دائم، وله طيف معقد مع تحولات بين سوياوات القدرة الدورانية على أساس كل من عزوم العطالة الثلاثة المختلفة. وغالبية خطوطه الطيفية تحدث في مجالات الطيف دون المليميترية وتحت الحمراء، مع أن التحول الأدنى في التردد ( $5.1 \leftarrow 6.5$ )، الذي ينطوي على مستويات الدوران بقدرات قريبة من  $500 \text{ cm}^{-1}$  أو تردد  $\sim 15 \text{ THz}$ ) يحدث عند  $22,235 \text{ GHz}$ . ويبين الشكل 2.6 الموقع والقوى النسبية للخطوط الطيفية لبخار الماء عند ترددات تصل إلى  $1000 \text{ GHz}$ .

ومن ناحية أولى، ينتج الامتصاص بسبب بخار الماء في ترددات الموجات الصغيرة عن التفاعل بين المجال الكهربائي وثنائي الأقطاب الكهربائي الدوار للجزيء. وفي معظم الجزيئات التي لها عدد زوجي من الإلكترونات، يدور زوج الإلكترون معاً ليلغي الآثار المغناطيسية، مما يؤدي إلى عزوم ثنائية الأقطاب كهربائية فقط. ومن ناحية أخرى، فإن الأكسجين جزيء غير عادي يحتوي إلكترونين غير متزاوجين، مما يؤدي إلى عزوم ثنائي الأقطاب مغناطيسي دائم. وتفاعل مكونة المجال المغناطيسي للإشعاع الكهرمغناطيسي الوارد مع هذا العزم ثنائي الأقطاب المغناطيسي الدائم هو الذي يشكل آلية الامتصاص. وجزيء الأكسجين متساوي المغناطيسية يتسم بوضع  $3\Lambda^3$  إلكتروني أرضي له دوامتا إلكترون متوازيتان غير متزاوجتين. وينجم عن التغيرات في توجه هاتين الدوامتين تحولات ناعمة جداً أو "عكسية"، مما يسفر عن نطاق من الخطوط الطيفية الدوامة بالقرب من  $60 \text{ GHz}$  مع خط واحد معزول عند تردد  $118,75 \text{ GHz}$ . ومع أن عزوم ثنائي الأقطاب المغناطيسية أصغر بكثير من عزوم ثنائي الأقطاب الكهربائية، فإن بعض التحولات قوية بسبب الجزء الكبير من جزيئات الأكسجين في كل حالة من العزم الزاوي الدوار المنخفض وبسبب وفرة  $\text{O}_2$  في الغلاف الجوي. وتنتج التحولات بين سوياوات الدوران المختلفة المزيد من الخطوط الطيفية عند ترددات  $367 \text{ GHz}$  وما فوق [Gibbins, 1986]. وتظهر في الشكل 2.6 المواقع ومواضع القوة النسبية للخطوط الطيفية  $\text{O}_2$ .

## الشكل 2.6

## الأطياف الدوارة للموجات الصغيرة لجزيئات بخار الماء والأكسجين



Radio-Meteo. 06-02

والتفاعل بين الغازات الممتصة والإشعاع الكهرومغناطيسي عند التردد  $f$ ، على مقربة من خط طيفي واحد، موصوف بواسطة مُعامل امتصاص الحجم  $k_f$ :

$$(2.6) \quad k_f = S(x) F(f - f_0, x) \rho(x)$$

حيث  $x$  ترمز للموقع، و  $S(x)$  هي شدة الخط الطيفي، و  $\rho(x)$  كثافة الغاز الممتص و  $F(f - f_0, x)$  هو عامل شكل خط يصف الاضطرابات في قدرات أحوال الدوران، والتي تنشأ من التصادم بين الجزيئات (الآلية المهيمنة في أحوال الضغط عند مستوى سطح البحر) ومن القدرة الحرارية للجزيئات (العالية في ارتفاعات الغلاف الجوي المتوسط) ومن أحوال عدم اليقين في مواقع الجزيئات (عموماً مهمة). ومن ثم فإن معامل امتصاص الحجم هو دالة كثافة الغاز الممتص ودرجة الحرارة والضغط الجوي، والتي يمكن أن تتفاوت كلها على طول مسير الإرسال. ويرد وصف معامل امتصاص الحجم  $k_f(x_1, x_2)$  بين نقطتين  $x_1$  و  $x_2$  على مسير إرسال ناتج عن خط امتصاص واحد في [Papatsoris and Watson, 1993]:

$$(3.6) \quad K_f(x_1, x_2) = \int_{x_1}^{x_2} S(x) F(f - f_0, x) \rho(x) dx$$

وبالنسبة لنطاق من الخطوط الطيفية، بواسطة:

$$(4.6) \quad K_f(x_1, x_2) = \sum_{ij} \int_{x_1}^{x_2} S_{ij}(x) F_{ij}(f - f_{ij}, x) \rho_j(x) dx$$

حيث:

$S_{ij}(x)$ : شدة الخط ذي الترتيب  $i$  للغاز الممتص ذي الترتيب  $j$  في المسير من الموقع  $x_1$  إلى الموقع  $x_2$ .

$F_{ij}(f - f_{ij}, x)$ : عامل شكل الخط

$f_{ij}$ : تردد مركز الخط

$\rho_j(x)$ : كثافة الغاز الممتص.

وعندما تتراكم الخطوط الطيفية، يفترض عادة أن المساهمات الفردية لمعامل الامتصاص الكلي تتضافر خطياً، نظراً لأن تباعد الخطوط الطيفية لمعظم غازات الغلاف الجوي متناثر نسبياً. ومع ذلك، وفي حالة نطاق الأكسجين من 60 GHz، الذي يتسم بالعديد من الخطوط الطيفية المتراكبة، يدرج عنصر تداخل من أجل وصف الامتصاص الناتج على نحو أكثر دقة [Rosenkranz, 1988].

ويمكن حساب نقاط القوة وترددات الخطوط الطيفية من الميكانيكا الكمومية وهي تتوقف على درجة الحرارة والتشكيل الهندسي للجزيء ومكونات حالة القدرة الأدنى للتحويل. وتُبحث قوة الخط الطيفي التي تنطوي على تحول من حالة أخفض  $l$  إلى حالة أعلى  $u$  (امتصاص) في [Papatsoris and Watson, 1993]:

$$(5.6) \quad S_{lu} = \frac{(8 \times 10^{-36}) \pi^3 f_{lu}}{3hc} \left[ 1 - \exp\left(-\frac{c_2 f_{lu}}{T}\right) \right] \frac{g_l I_a}{Q(T)} \exp\left(-\frac{c_2 E_l}{T}\right) R_{lu}$$

حيث  $c$  هي سرعة الضوء في الفراغ و  $f_{lu}$  هو تردد الرنين في الخط و  $E_l$  هي قدرة الحالة الأخفض من التحويل و  $g_l$  هو الوزن الإحصائي الذي يصف انحطاط الدوران النووي في السوية الأدنى و  $I_a$  هي وفرة النظائر الطبيعية و  $c_2$  هو الثابت الثاني للإشعاع و  $R_{lu}$  هو احتمال تحول Einstein. وترد دالة التقسيم الدوراني  $Q(T)$  التي تصف مكونات الأحوال في التعبير التقريبي التالي الصالح في مجال درجات الحرارة التي توجد عادة في الغلاف الجوي:

$$(6.6) \quad Q(T) = \begin{cases} \frac{kG}{\sigma hB} T & \text{للجزيئات الخطية} \\ \frac{G}{\sigma} \sqrt{\frac{\pi}{ABC}} \left(\frac{kT}{h}\right)^3 & \text{للجزيئات غير الخطية} \end{cases}$$

حيث  $\sigma$  هو ترتيب زمرة التناظر التي ينتمي إليها الجزيء و  $h$  هو ثابت Planck و  $k$  هو ثابت Boltzmann و  $A$  و  $B$  و  $C$  هي الثوابت الدورانية للجزيء [Papatsoris and Watson, 1993]. ومن المعادلة (6.6) يلاحظ أنه من أجل جزيء خطي مثل  $O_2$  تكون دالة التقسيم  $Q(T)$  متناسبة مع درجة الحرارة  $T$ ، بينما بالنسبة لبخار الماء (جزيء غير خطي) تكون  $Q(T)$  متناسبة مع  $T^{3/2}$ . وهذه الحقيقة تأثير مباشر على تبعية درجة الحرارة لكل من خطوط القوة  $S_i$  (انظر المعادلة (10.6)). ويعطى العامل المشترك  $G$  بالعلاقة:

$$(7.6) \quad G = \frac{\prod_i (2I_i + 1)}{\prod_j \left[ 1 - \exp\left(-\frac{\omega_j hc}{kT}\right) \right]^{d_j}}$$

حيث  $I_i$  هو الدوران النووي للذرة ذات الترتيب  $i$  في الجزيء، و  $\omega_j$  و  $d_j$  هما التردد والانحطاط في أسلوب الاهتزاز العادي ذي الترتيب  $j$ . ويؤخذ الناتج فوق  $i$  و  $j$  في المعادلة (7.6) لكل الذرات في الجزيء وجميع أساليب الاهتزاز العادية. وثمة المزيد من المعلومات عن دالات التقسيم هذه ومناقشة أكثر استفاضة حول الامتصاص الجزيئي يقدمها Herzberg [1950-1945].

وبضّم هذه التعابير، يكون معامل الامتصاص  $k_{lu}(f)$  بالنسبة لخط امتصاص واحد عندئذ:

$$(8.6) \quad k_{lu}(f) = \frac{8\pi^3 N f \mu^2}{3hcQ} \left[ \exp\left(-\frac{E_l}{kT}\right) - \exp\left(-\frac{E_u}{kT}\right) \right] g_l |\varphi_{lu}|^2 F(f, f_{lu})$$

حيث  $N$  هو عدد جزيئات الامتصاص في كل وحدة حجم، و  $\mu$  هو مجموع فترة ثنائي الأقطاب و  $\varphi_{lu}$  هو عنصر مصفوفة التحويل. و  $F(f, f_{lu})$  هي دالة شكل الخط، التي سيرد وصفها لاحقاً في هذا القسم.

ولدى إعادة كتابة المعادلة (8.6) من حيث معامل التوهين النوعي بوحدة dB/km، والمجموع عبر كل التحولات (الخطوط الطيفية)، والتعبير عن التردد  $f$  بوحدة GHz، نتوصل إلى التعبير التالي [Liebe, Hufford and Cotton, 1993] الوارد في الملحق 1 من التوصية ITU-R P.676-9:

$$(9.6) \quad \gamma = 0.1820 f \sum_i S_i F_i(f, f_i) \quad \text{dB/km}$$

وفيها تعطى قوة الخط  $S_i$  ذات الترتيب  $i$  بالعلاقة:

$$(10.6) \quad S_i = \begin{cases} a_1 p \left(\frac{300}{T}\right)^3 \exp\left[a_2 \left(1 - \frac{300}{T}\right)\right] \times 10^{-7} & \text{بالنسبة للأكسجين} \\ b_1 e \left(\frac{300}{T}\right)^{3.5} \exp\left[b_2 \left(1 - \frac{300}{T}\right)\right] \times 10^{-1} & \text{بالنسبة لبخار الماء} \end{cases}$$

حيث  $p$  هو ضغط الهواء الجاف بوحدة hPa،  $e$  هو الضغط الجزئي لبخار الماء بوحدة hPa،  $T$  هي درجة الحرارة بوحدة Kelvin والمعاملات  $(a_1, a_2)$  و  $(b_1, b_2)$  مبوبة لكل خط طيفي في التوصية ITU-R P.676-9. وينبع الفرق في القوى  $(300/T)$  في المعادلة (10.6) من اختلاف تبعية درجات الحرارة لدالة التقسيم  $Q(T)$  من أجل  $H_2O$  (جزئي فوق غير متناظر) و  $O_2$  (جزئي متناظر)، كما رأينا في المعادلة (6.6) [Pardo et al., 2001b].

وثمة آليات ثلاث تحدد شكل وتوسيع الخطوط الطيفية؛ والتفاعل التصادمي بين الجزيئات مهيمن في الطبقة السفلى من الغلاف الجوي. ولا تتسم خطوط التوسيع الحراري، أو خطوط Doppler، للموجات الصغيرة بالأهمية سوى عند درجات ضغط منخفضة، في ارتفاعات فوق حوالي 60 كيلومتراً، حيث يماثل تردد الجزيئات التصادمي عرض خط Doppler أو يقل عنه. وتوسع الخط الطبيعي، الناجم عن العمر المحدود للأحوال الجزيئية بسبب التحولات التلقائية، هو  $\sim 10^{-9}$  إلى  $10^{-4}$  Hz لتحولات ثنائي الأقطاب الكهربائية في الموجات الصغيرة (وحوالي  $10^4$  مرات أصغر بالنسبة لتحولات ثنائي الأقطاب المغنطيسية) ومن ثم فهو مهمل تماماً.

وعندما تتصادم الجزيئات تضطرب سويات القدرة فيها، مما يوسع التوزيع الطيفي للإشعاع الممتص أو المنبعث. ويمكن اعتبار الأثر تقليدياً بمثابة اضطراب تفاعل بين الجزئي ومجال الإشعاع الوارد. والوصف الرياضي للتوسع الناجم عن التصادم مماثل لوصف أثر التصادم في مذبذب تقليدي، مما يغير من اتساعه أو طوره أو توجهه أو عزمه. وفي ظل الافتراض التبسيطي بأن ليس هنالك من تصادم يغير العزم وأن جميع تغيرات الطور محتملة بنفس القدر، فإن التوسع التصادمي، المعروف أكثر باسم التوسع الناجم عن الضغط، موصوف في دالة شكل خط Van Vleck-Weisskopf المعقدة، التي عدّها Rosenkranz [1975] لتشمل آثار تراكب الخطوط [Liebe, Hufford and Cotton, 1993]:

$$(11.6) \quad F(f, f_0) = \frac{f}{f_i} \left[ \frac{1 - i\delta}{f_i - f - i\Delta f} - \frac{1 + i\delta}{f_i + f + i\Delta f} \right]$$

حيث يعطي الجزء التخيلي من هذا التعبير طيف الامتصاص ويعطي الجزء الحقيقي طيف التشتت (انظر البند 5.6). وفي هذا التعبير،  $\delta$  هو معامل التداخل الذي يصف تداخل الخط الناجم عن الضغط بين الخطوط المتراكبة، كما في نطاق الأكسجين عند 60 GHz؛ ويحدث الاقتران بين الخطوط المتراكبة عندما تستحث التصادمات بين جزئي ممتص وجزئي الغاز التوسعية تغيراً في عدد المكونات بين الأحوال الجزيئية من حيث الدوران-الاهتزاز، ويؤدي إلى إعادة توزيع الكثافة الطيفية داخل النطاق. وتعرف  $\delta$  أيضاً في الأدبيات بوصفها معامل مزج الخطوط [Cadeddu et al., 2007].

ويعطى عرض الخط التصادمي أو التوسع الناجم عن الضغط،  $\Delta f$ ، بالعلاقة:

$$(12.6) \quad \Delta f = \Delta f_p = \Delta f_0 \left(\frac{p}{p_0}\right)^{-y} \text{ GHz}$$

حيث تتراوح قيمة  $y$  بين 0,5 و 1,0 و  $\Delta f_0$  هي قيمة عرض الخط في الأحوال الجوية القياسية، وتكون  $p = p_0$  و  $T = T_0$  [Papatsoris and Watson, 1993]. وقد تختلف مقادير  $y$  و  $\Delta f_0$  أيضاً بالنسبة لتصادمات تنطوي على أنواع مختلفة من الجزيئات، لأن الأمر قد يتناول قوى مختلفة بين الجزيئات.

وبالنسبة للجزيئات موضوع الاهتمام في انتشار الموجات الراديوية عبر الغلاف الجوي، يعطى عرض الخط بوحدة GHz حسب العلاقة:

$$(13.6) \quad \Delta f = \begin{cases} a_3 \left[ p \left( \frac{300}{T} \right)^{0.8-a_4} + 1.1e \left( \frac{300}{T} \right) \right] \cdot 10^{-4} & \text{بالنسبة للأكسجين} \\ b_3 \left[ p \left( \frac{300}{T} \right)^{b_4} + b_5 e \left( \frac{300}{T} \right)^{b_6} \right] & \text{بالنسبة لبخار الماء} \end{cases}$$

وعامل تصحيح التداخل،  $\delta$ ، هو:

$$(14.6) \quad \delta = \begin{cases} (p+e) \left( a_5 + a_6 \left( \frac{300}{T} \right) \right) \left( \frac{300}{T} \right)^{0.8} \cdot 10^{-4} & \text{بالنسبة للأكسجين} \\ 0 & \text{بالنسبة لبخار الماء} \end{cases}$$

حيث يرد المعاملان  $a_i$  و  $b_i$  لدى Liebe و Hufford و Cotton [1993] وفي التوصية ITU-R P.676-9. ويلاحظ في المعادلة (14.6)، أن  $\delta$  للأكسجين هي الآن دالة لمجموع ضغط الهواء في حين أنها تتوقف على ضغط الهواء الجاف  $p$  فقط في [Liebe, 1989] MPM-89.

وعند قيم ضغط منخفضة بما فيه الكفاية، حيث التوسع الناجم عن التصادم ضئيل، يصبح التوسع الحراري أو توسع Doppler هاماً. وهذا الأخير هو نتيجة الحركة النسبية بين مصدر الفوتونات والجزيئات التي تمتصها [Bohren and Clothiaux, 2006]. وبما أن السرعات الجزيئية لها توزيع غوسي، فإن خط Doppler هو أيضاً غوسي الشكل:

$$(15.6) \quad F(f, f_0) = \frac{1}{\sqrt{\pi} \Delta f_D} \exp \left[ - \left( \frac{f - f_0}{\Delta f_D} \right)^2 \right]$$

ويعطى عرض خط Doppler بالعلاقة:

$$(16.6) \quad \Delta f_D = 3.58 \cdot 10^{-7} f \sqrt{\frac{T}{M}} \quad (cm^{-1})$$

حيث  $M$  هو الوزن الجزيئي للغاز [Papatsoris and Watson, 1993].

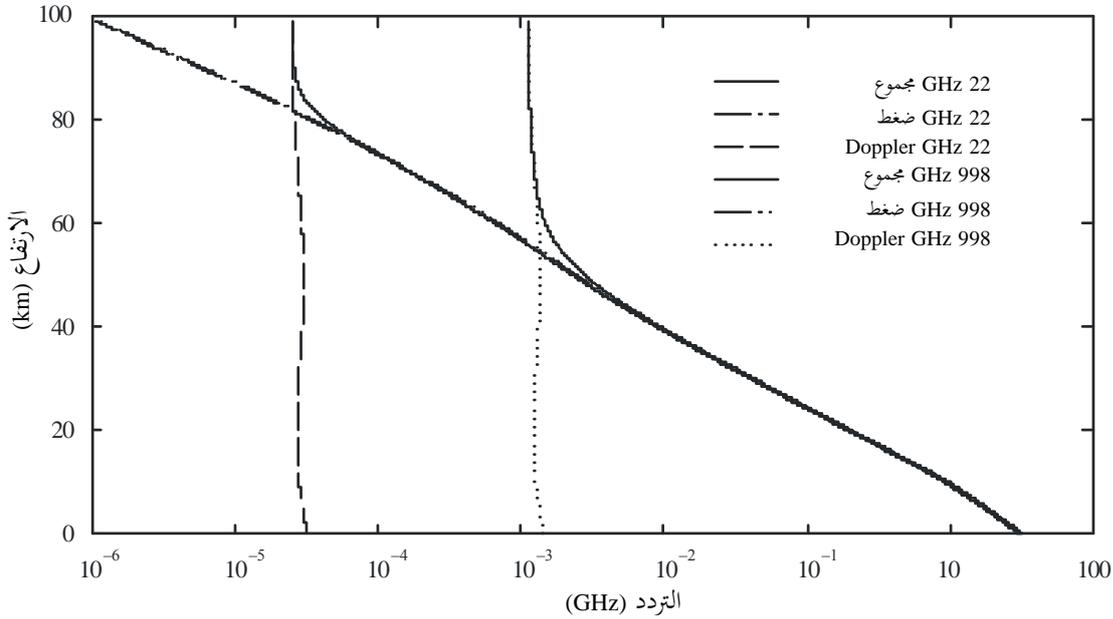
ويقارن الشكل 3.6 عروض خطوط نموذجية لتوسيع Doppler التصادمي كدالة للارتفاع، وذلك لخطوط بخار الماء عند ترددي 22 GHz و 998 GHz. وبما أن التوسيع التصادمي يتوقف في المقام الأول على عدد الجزيئات، أي على الضغط، يتناقص عرض خط التصادم بسرعة بتزايد الارتفاع، في حين أن عرض الخط Doppler، تبعاً لدرجة الحرارة وتردد الخط، يبقى ثابتاً إلى حد ما عبر الغلاف الجوي. وعند ارتفاعات تزيد عن 60 كيلومتر، حيث يتماثل التوسيع الناجم عن التصادم وتوسيع Doppler، ينبغي أن يلتف تردد الرنين في شكل خط التصادم مع توزيع احتمال زحزحة Doppler عبر كل أطوار Doppler المحتملة [Liebe, Hufford and Cotton, 1993]. ويعرف هذا الالتفاف باسم جانبية Voigt. ولكن من باب التبسيط، يكفي عادة تقريب نصف العرض باستخدام التعبير التالي:

$$(17.6) \quad \Delta f = \sqrt{\Delta f_p^2 + \Delta f_D^2}$$

باستخدام المعادلتين (12.6) و (16.6).

## الشكل 3.6

أنصاف عروض بسبب الاتساع الناجم عن الضغط واتساع Doppler  
لخطين طيفيين لبخار الماء عند الترددين GHz 998 و GHz 22



Radio-Meteo. 06-03

## 2.6 حساب التوهين الغازي عبر الغلاف الجوي للأرض

يستند حساب التوهين النوعي  $\gamma$  (dB/km) باستخدام الإجراء الوارد في الملحق 1 في التوصية ITU-R P.676-9 إلى نموذج MPM-93 خطأً تلو الخط من وضع [Liebe, Hufford and Cotton, 1993]. وهو يتطلب تجميع المساهمات من 44 خطأً من خطوط امتصاص الأكسجين، و34 خطأً من خطوط امتصاص بخار الماء، بالإضافة إلى مساهمات متواصلة من طيف  $H_2O$  فوق 1 THz، والتي صيغت بمثابة استجابة جناح لخط زائف متوسط عند تردد 1780 GHz. وعلاوة على ذلك، فإن هذا التجميع عليه أن يأخذ في الحسبان طيف Debye غير الرنيني بسبب الأكسجين دون تردد 10 GHz وامتصاص النيوتروجين الناجم عن الضغط عند ترددات فوق 100 GHz (على التوالي، الحدان الأول والثاني من المعادلة (8) في التوصية ITU-R P.676-9).

ونتيجة لمقارنات النماذج والتقييم التي أجريت في إطار لجنة الدراسات 3 للقطاع ITU-R، يستخدم الملحق 1 في التوصية ITU-R P.676-9 نموذج MPM-93 معدلاً بشكل طفيف على أساس العمل الذي قام به لاحقاً Rosenkranz [1998، والتصويب في 1999]: يتم تعديل مصطلح التبعية لدرجة حرارة التواصل  $H_2O$  المتسع خارجياً لكي يتوافق مع MPM-89 [Liebe, 1989]. وهذا التعديل مكافئ لتغيير معامل قياس الطيف MPM-93  $b_5$  (ويسمى  $b_4$  في الجدول 2 في التوصية ITU-R P.676-9) للخط الزائف  $H_2O$  عند تردد 1780 GHz من 2,0 إلى 0,5.

وفي ضوء ما تقدم، يعطى التوهين النوعي  $\gamma$  بالعلاقة:

$$(18.6) \quad \gamma = \gamma_o + \gamma_w = 0.1820 f N''(f) \text{ dB/km}$$

<sup>1</sup> مصطلح "التواصل" هو مجرد تصحيح تجريبي يضاف إلى نموذج خط من أجل التوفيق مع مجموعة معينة من قياسات التوهين. وفي مدى الموجات الصغيرة والميليمترية، ينشأ التواصل في الخطوط القوية المتمركزة في الطيف الدوار لبخار الماء فوق 1 THz. وعلاوة على ذلك، فإن تواصل بخار الماء هو المساهم الرئيسي في الامتصاص الغازي المرصود في نافذة ترددات 30 GHz وما فوق من أجل أجواء خطوط العرض الوسطى أو المدارية [Rosenkranz, 1998].

حيث  $f$  هي التردد بوحدة GHz و  $N''(f)$  هي الجزء التخيلي من الانعكاسية المركبة التابعة للتردد:

$$(19.6) \quad N''(f) = \sum_i S_i F_i + N_D''(f)$$

تمثل  $N_D''(f)$  تواصل الهواء الجاف المذكور أعلاه بسبب طيف Debye لعنصر  $O_2$  إلى جانب مساهمة التزوجين (على التوالي، الحدان الأول والثاني من المعادلة (8) في التوصية ITU-R P.676-9). وتعطى قوة الخط  $S_i$  بالعلاقة:

$$(20.6) \quad \begin{aligned} S_i &= a_1 \times 10^{-7} p \theta^3 \exp[a_2(1-\theta)] && \text{بالنسبة للأكسجين} \\ &= b_1 \times 10^{-1} e \theta^{3.5} \exp[b_2(1-\theta)] && \text{بالنسبة لبخار الماء} \end{aligned}$$

حيث  $\theta = 300/T$  هي درجة الحرارة بوحدة Kelvin و  $p$  هي الضغط الجزئي للهواء الجاف بوحدة hPa و  $e$  هي الضغط الجزئي لبخار الماء بوحدة hPa.

وبالتوازي مع المعادلة (11.6) تعطى دالة شكل الخط للجزء التخيلي من دليل الانعكاس بالعلاقة:

$$(21.6) \quad F_i = \text{Im}\{F(f)\} = \frac{f}{f_i} \left[ \frac{\Delta f - \delta(f_i - f)}{(f_i - f)^2 + \Delta f^2} + \frac{\Delta f - \delta(f_i + f)}{(f_i + f)^2 + \Delta f^2} \right]$$

حيث  $f_i$  هو تردد خط الامتصاص، و  $\Delta f$  هو عرض الخط و  $\delta$  عامل تصحيح ينشأ من التداخل بين خطوط امتصاص الأكسجين المتراكبة. ويسمى  $F_i$  أيضاً  $F_i''$  في الأدبيات، في [1989] Liebe مثلاً.

ويمكن الاطلاع على تعبيرات لهذه المعلمات في التوصية ITU-R P.676-9 (انظر أيضاً المعادلتين (13.6) و (14.6))، إلى جانب الترددات المركزية لخطوط الامتصاص والمعاملات الطيفية المقابلة (الجدولان 1 و 2 في التوصية).

وحساب توهين المسير عبر الغلاف الجوي للأرض موصوف بالكامل في البند 2 من الملحق 1، استناداً إلى المعلومات المحلية عن الجانبيات الرأسية للضغط ودرجة الحرارة والرطوبة المطلقة، عندما تتوفر. وفي غياب هذه البيانات المحلية، ينبغي استخدام الأجواء القياسية المرجعية الواردة في التوصية ITU-R P.835-5. ويتحدد التوهين على المسير باستخدام تكامل عددي في قانون Snell لمراعاة التدرج الرأسي لدليل الانكسار في الهواء الرطب. ويقسم الغلاف الجوي إلى طبقات وتجمع المساهمات من كل طبقة. وحرصاً على دقة تقدير إجمالي طول المسير عبر الغلاف الجوي في أي من زوايا الارتفاع (ولكنها حاسمة لزوايا أقل من حوالي 5 درجات)، يقسم الوسط إلى طبقات رقيقة بما فيه الكفاية في أدنى الارتفاعات للحد من أي أخطاء لكل من زوايا الأشعة الداخلة والخارجة (وتسمى على التوالي  $\alpha_n$  و  $\beta_n$  في الشكل 4 في التوصية ITU-R P.676-9). ونتيجة لذلك، ينبغي أن تزداد سماكة طبقات الهواء زيادة أسية من 10 سنتيمترات عند مستوى سطح الأرض حتى 1 كيلومتر عند ارتفاع 100 كيلومتر. وهكذا ينقسم الغلاف الجوي إلى 918 طبقة. وعلاوة على ذلك يراعى في هذه الحسابات تأثير كروية الأرض باستخدام أنصاف الأقطار  $r_n$  (انظر الشكل 4 في التوصية ITU-R P.676-9). ومن شأن تحذب الأرض أن يجعل المسير المائل في زوايا ارتفاع منخفضة أصغر مما لو كان في الغلاف الجوي لأرض مسطحة، ولذلك فإن مجرد قانون قاطع التمام (مثل مقام المعادلة (28) في التوصية ITU-R P.676-9) يبالغ في تقدير طول المسير المائل (ومن ثم الامتصاص الغازي) لزوايا الارتفاع دون 5 درجات.

### 3.6 الخوارزميات الواردة في الملحق 2 في التوصية ITU-R P.676-9 بشأن التوهين النوعي في مدى التردد 350-1 GHz

يمكن أن يستغرق حساب التوهين الغازي خطأً تلو الخط بأكمله وقتاً طويلاً وجهداً كبيراً من جانب المعالج، وخاصة بالنسبة للمسيرات المائلة. وقد وُضعت الخوارزميات المبسطة في الملحق 2 في التوصية ITU-R P.676-9 لتوفير تقريبات حوسبية سريعة للتطبيقات التي تتطلب حسابات متعددة و/أو متكررة. وهي تستند إلى تكييف المنحنيات لحسابات الخط تلو الخط المبينة في البند 1 من الملحق 1 في التوصية ITU-R P.676-9 في مدى الترددات 350-1 GHz.

والخطأ النسبي بين حسابات الملحق 2 وحسابات الملحق 1 الصارمة أقل عموماً من  $\pm 10$  في المائة عند ترددات بعيدة من مراكز خطوط الامتصاص الرئيسية، ويكون الخطأ المطلق عادة أقل من 0,1 dB/km ويصل كحد أقصى إلى 0,7 dB/km قرب التردد 60 GHz.

وتحدث الاختلافات الرئيسية بين الطريقتين قريبة جداً من مراكز الخطوط، ذلك أن التوهين النوعي في مركز خطوط الامتصاص وبالقرب منها لا ينخفض بتزايد الارتفاع بأسرع مما يحدث في ترددات أخرى، وهذا السلوك لم يتم نمذجه على نحو فعال بواسطة الخوارزميات المبسطة الواردة في الملحق 2.

وينبغي أن تستخدم طريقة الخط تلو الخط المشروحة في الملحق 1 من أجل:

- ارتفاعات فوق 10 كيلومترات؛
- الحالات التي تتطلب الدقة العالية؛
- حسابات التوهين النوعي على مقربة من خطوط الامتصاص. وكلما ازداد الارتفاع وانخفض الضغط، تبدأ فردى خطوط الامتصاص في التحلل في نطاق الأكسجين بتردد 60 GHz، كما هو مبين في الشكل 2 في التوصية ITU-R P.676-9.

#### 4.6 الخوارزميات الواردة في الملحق 2 بشأن التوهين في المسير المائل في مدى التردد 1-350 GHz

يمكن تقدير التوهين السمتي بسبب الغازات باستخدام التوهين النوعي مضروباً بارتفاع مكافئ. ويرد في الملحق 2 في التوصية ITU-R P.676-9 تعبيرات للارتفاعات المكافئة، بناءً على خوارزميات الملحق 1 لحسابات إجمالي التوهين السمتي والخوارزميات الأبسط في الملحق 2 للتوهين النوعي.

وعلى مقربة من خطوط الرنين، وخاصة في نطاق التردد 60 GHz، يمكن أن يظهر التوهين السمتي ذرى حادة جداً في التوهين ليست واضحة في أطراف التوهين النوعي في مستوى سطح البحر. ومن الصعب جداً وصف هذه الذرى باستخدام خوارزميات بسيطة؛ وفي محاولة للحد من آثارها وأي تحيز قد ينجم عنها، تم حساب أطراف التوهين السمتي باستخدام طريقة الخط تلو الخط في الملحق 1 بالاستعانة بالتكامل العددي فوق عرض نطاق من 500 MHz عند كل تردد.

وقد حسبت سويات التوهين على فواصل من 1 GHz لكل من التوهين السمتي والتوهين النوعي؛ وتم حساب الارتفاع المكافئ بقسمة الأول على الثاني. واحتسبت سويات التوهين السمتي والنوعي لارتفاعات مستوى سطح البحر لارتفاعات 2 و 4 و 6 و 8 و 10 كيلومترات فوق مستوى سطح البحر، مع أخذ الضغط ودرجة الحرارة وكثافة بخار الماء من متوسط الغلاف الجوي المرجعية العالمي السنوي الوارد وصفه في التوصية ITU-R P.835-5 المناسب لتلك الارتفاعات. وأخيراً استخدمت القيم العددية الناتجة للارتفاعات المكافئة وذلك لتوليد التكييفات التجريبية التي تتوقف على التردد والارتفاع، وهذا الأخير باستخدام متغير الضغط  $r_p$  (انظر المعادلتين (25) و (26) في التوصية ITU-R P.676-9).

والارتفاع المكافئ للهواء الجاف  $h_o$  هو في الواقع دالة معقدة جداً في جوار النطاق 60 GHz، وقد تمت دراسة عدد من الدالات المختلفة. ومن باب التبسيط تبين أن دالة غوسية واحدة محدودة الانتساع للترددات دون 70 GHz توفر أفضل النتائج الإجمالية (انظر المعادلة (25) في التوصية ITU-R P.676-9).

واستخدمت خوارزميات الارتفاع الفعال مع خوارزميات التوهين النوعي لتقدير أحوال التوهين السمتي بسبب الهواء الجاف وبخار الماء، من مستوى سطح البحر ومن ارتفاعات 2 و 4 و 6 و 8 و 10 كيلومترات.

والخطأ في التوهين السمتي لبخار الماء أقل من  $\pm 5$  في المائة مقارنة بطريقة الخط تلو الخط المتكاملة عبر الغلاف الجوي المعياري العالمي المرجعي.

ويكون الخطأ في التوهين السمتي، بالنسبة للهواء الجاف وعند ترددات بعيدة عن نطاق الأكسجين 60 GHz، أقل من  $\pm 10$  في المائة. وفي بعض الترددات ضمن النطاق 56-68 GHz، يمكن أن يتجاوز الخطأ 10 في المائة، ذلك لأن إجراء المطابقة

لا يمكنه إعادة إنشاء البنية المبينة في الشكل 7 في التوصية ITU-R P.676-9 لذا من المستحسن استخدام حساب الخط تلو الخط في الملحق 1 ضمن هذا النطاق، وخاصة بالنسبة لارتفاعات تزيد عن 6 كيلومترات.

وتبين الجداول من 1.6 إلى 4.6 أمثلة يمكن استخدامها للتحقق من التنفيذ الصحيح للبرمجية من أجل الملحق 2 في التوصية ITU-R P.676-9. وتدرج القيم المتوسطة لمساعدة المستعملين في تقصي المشاكل المصادفة في تنفيذها.

### الجدول 1.6

أمثلة التحقق في نموذج التوهين في الهواء الجاف (الحد الأول في المعادلة (28) والمعادلة (29) في الملحق 2 في التوصية ITU-R P.676-9)

النتيجة	القيم الوسيطة			قيم الدخل					
	$AO$ (dB)	$hO$ (km)	$\gamma O$ (dB/km)	$T$ (K)	$P$ (hPa)	$f$ (GHz)	زاوية الارتفاع $\phi$ (درجات)	$hs$ (km)	خط الطول ( $^{\circ}E$ )
0,09	5,20	0,0091	279,09	1013,25	12	33	0	6,12	46,217
0,12	5,18	0,0123	279,09	1013,25	20	33	0	6,12	46,217
319,27	10,7	16,2501	279,09	1013,25	60	33	0	6,12	46,217
309,46	10,7	15,7506	279,09	1013,25	61	33	0	6,12	46,217
0,3	4,94	0,0332	279,09	1013,25	90	33	0	6,12	46,217
0,47	5,79	0,044	279,09	1013,25	130	33	0	6,12	46,217

### الجدول 2.6

أمثلة تحقق لنموذج التوهين بسبب بخار الماء (الحد الثاني في المعادلة (28) في الملحق 2 في التوصية ITU-R P.676-9). العمود 8 هو كثافة بخار الماء السطحية التي يتم تجاوزها في 50 في المائة من سنة وسطية مستخرجة من الخرائط الواردة في التوصية ITU-R P.836-4

النتيجة	القيم الوسيطة				قيم الدخل					
	$A_w$ (dB)	$h_w$ (km)	$\gamma_w$ (dB/km)	$\rho$ (g/m <sup>3</sup> )	$T$ (K)	$P$ (hPa)	$f$ (GHz)	زاوية الارتفاع $\phi$ (درجات)	$h_s$ (km)	خط الطول ( $^{\circ}E$ )
0,02	1,68	0,0071	4,98	279,09	1013,25	12	33	0	6,12	46,217
0,24	1,96	0,0674	4,98	279,09	1013,25	20	33	0	6,12	46,217
0,35	1,66	0,1154	4,98	279,09	1013,25	60	33	0	6,12	46,217
0,78	1,66	0,2557	4,98	279,09	1013,25	90	33	0	6,12	46,217
1,72	1,66	0,5636	4,98	279,09	1013,25	130	33	0	6,12	46,217

### الجدول 3.6

أمثلة التحقق لنموذج التوهين بسبب بخار الماء باستخدام محتوى بخار الماء المتكامل (المعادلة (37) في الملحق 2 في التوصية ITU-R P.676-9)

$A_w$ (dB)	$\gamma_w(20,6)$	$\gamma_w(f)$	$t_{ref}$ ( $^{\circ}C$ )	$\rho_w$	$V_t$	$T$ (K)	% of time	$P$ (hPa)	$f$ (GHz)	$\theta$ (درجات)	$h_s$ (km)	خط الطول ( $^{\circ}E$ )	خط العرض ( $^{\circ}N$ )
0,4255	0,07847	0,05996	2,4898	4,3828	17,5311	279,09	10	1013,25	20	33	0	6,12	46,217
0,5339	0,09839	0,07525	5,6555	5,4948	21,9792	279,09	1	1013,25	20	33	0	6,12	46,217

## الجدول 4.6

أمثلة التحقق لنموذج التوهين النوعي بسبب بخار الماء  
(المعادلة (23 أ) من الملحق 2 في التوصية 9-676-R P.ITU)

GHz 130	GHz 90	GHz 60	GHz 20	GHz 12	
3,20458E-04	8,09416E-04	2,59424E-03	2,56330E-01	3,25891E-02	$A_1$
4,12257E-03	1,34923E-03	7,73012E-04	4,40855E-04	4,00657E-04	$A_2$
1,80781E-06	1,23651E-06	9,68835E-07	7,28631E-07	6,91420E-07	$A_3$
9,17715E-05	6,32106E-05	4,97180E-05	3,75393E-05	3,56459E-05	$A_4$
3,94199E-04	2,92954E-04	2,40600E-04	1,90103E-04	1,81928E-04	$A_5$
1,65102E-04	1,30269E-04	1,10903E-04	9,11421E-05	8,78281E-05	$A_6$
4,63492E-03	3,87493E-03	3,42125E-03	2,93055E-03	2,84515E-03	$A_7$
7,44183E-04	6,56969E-04	6,01241E-04	5,37327E-04	5,25772E-04	$A_8$
2,80635E-02	2,67508E-02	2,58257E-02	2,46652E-02	2,44425E-02	$A_9$
1,5048476	1,3686224	1,2147531	1,0022676	1,0865052	$g(f,22)$
1,3863156	1,5209850	1,6488472	1,8661576	1,9174206	$g(f,557)$
1,4973288	1,6181470	1,7262734	1,8990577	1,9381596	$g(f,752)$
1,7462789	1,8167520	1,8738185	1,9560494	1,9733937	$g(f,1780)$
1013,25	1013,25	1013,25	1013,25	1013,25	$P$
1,0002468	1,0002468	1,0002468	1,0002468	1,0002468	$r_p$
5,9435147	5,9435147	5,9435147	5,9435147	5,9435147	$T$
1,0324671	1,0324671	1,0324671	1,0324671	1,0324671	$r_t$
4,9815429	4,9815429	4,9815429	4,9815429	4,9815429	$\rho$
1,0061063	1,0061063	1,0061063	1,0061063	1,0061063	$\eta_1$
0,9468427	0,9468427	0,9468427	0,9468427	0,9468427	$\eta_2$
0,5635838	0,2556834	0,1153802	0,0674272	0,0070570	$\gamma_w$

ملاحظة: أعيدت كتابة المعادلة (23 أ) في الملحق 2 كما يلي:

$$\gamma_w = \{A_1 g(f,22) + A_2 + A_3 + A_4 + A_5 + A_6 + A_7 g(f,557) + A_8 g(f,752) + A_9 g(f,1780)\} f^2 r_t^{2.5} \rho \times 10^{-4}$$

## 5.6 آثار التشتت بسبب الغازات في الغلاف الجوي

من شأن الأوكسجين وبخار الماء أيضاً الإسهام بآثار تشتت إضافة إلى الآثار الناجمة عن الظواهر الانكسارية العادية المستقلة عن التردد (الموصوفة في التوصية 10-453-R P.ITU). ويتوقف هذا التشتت "الشاذ" على التردد وينشأ عبر الجزء الحقيقي من معامل الانكسار في الغلاف الجوي، ويرتبط بخطوط الامتصاص الرئيسية كما هو موضح في البند 2.6 وفي التوصية 9-676-R P.ITU. فمن جهة أولى، تقدر الطريقة الموصوفة في التوصية 10-453-R P.ITU مجمل التأخر عبر الغلاف الجوي، الذي يبلغ بضع نانوثوان وهو مستقل عن التردد ولكنه يتوقف على متغيرات الغلاف الجوي (ضغط الهواء الجاف ودرجة الحرارة وضغط بخار الماء). ومن جهة ثانية، تسهم المكونة الحقيقية لدليل انكسار الهواء، التي تتوقف على التردد والموصوفة أدناه، بتأخرات إضافية في حدود بضع بيكوثوان فقط على مقربة من خطوط الامتصاص. وأخيراً، قد يكون من المفيد أن نتذكر أن التشتت الشاذ يحدث في الجوار المباشر لتردد الرنين (في منطقة امتصاص عال) حيث ينخفض دليل انكسار الوسط المحيط بتزايد التردد.

ويؤدي تأثير التشتت في الغلاف الجوي إلى تشتت طور يمكن التعبير عنه كما يلي:

$$(22.6) \quad \beta = 1.2008 f N'(f) \text{ deg/km}$$

حيث  $f$  هو التردد بوحدة GHz و  $N'(f)$  هو الجزء الحقيقي المتوقف على التردد من دليل الانكسار بسبب الغازات في الغلاف الجوي. ويمكن أيضاً التعبير عن ذلك من حيث تأخر الزمرة المحددة من الموجات الراديوية:

$$(23.6) \quad \tau = 3.3356 N'(f) \text{ ps/km}$$

والجزء الحقيقي من دليل الانكسار بسبب الغازات في الغلاف الجوي موصوف بمعادلة مماثلة للمعادلة (9.6):

$$(24.6) \quad N'(f) = \sum_i S_i F_i' + N_D'(f) \quad N \text{ units}$$

حيث  $S_i$  هي قوة الخط الموصوفة في المعادلة (10.6). ويعطى عامل شكل الخط  $F_i'$  للتشتت بالجزء الحقيقي من دالة الشكل المعقدة  $F$  التي تصفها المعادلة (11.6):

$$(25.6) \quad F_i' = \text{Re}\{F\} = \frac{f}{f_i} \left[ \frac{(f_i - f + \delta \Delta f)}{(f - f_i)^2 + \Delta f^2} - \frac{(f_i - f - \delta \Delta f)}{(f - f_i)^2 + \Delta f^2} \right]$$

وقد يكون من المفيد أن نلاحظ أن المعادلة (25.6) تكافئ بشكل صارم التعبير التالي:

$$(26.6) \quad F_i' = \frac{(f_i - f) + \delta \left( \frac{f}{f_i} \right) \Delta f}{(f - f_i)^2 + \Delta f^2} - \frac{(f_i - f) - \delta \left( \frac{f}{f_i} \right) \Delta f}{(f - f_i)^2 + \Delta f^2} - \frac{2}{f_i}$$

الوارد في MPM-89 [Liebe, 1989]. وتمثل  $N_D'(f)$  في المعادلة (24.6) المساهمة من طيف Debye غير الرنيني لعنصر  $O_2$  دون 10 GHz:

$$(27.6) \quad N_D'(f) = 6.14 \times 10^{-5} p \theta^2 \left\{ \frac{1}{1 + \left( \frac{f}{d} \right)^2} - 1 \right\}$$

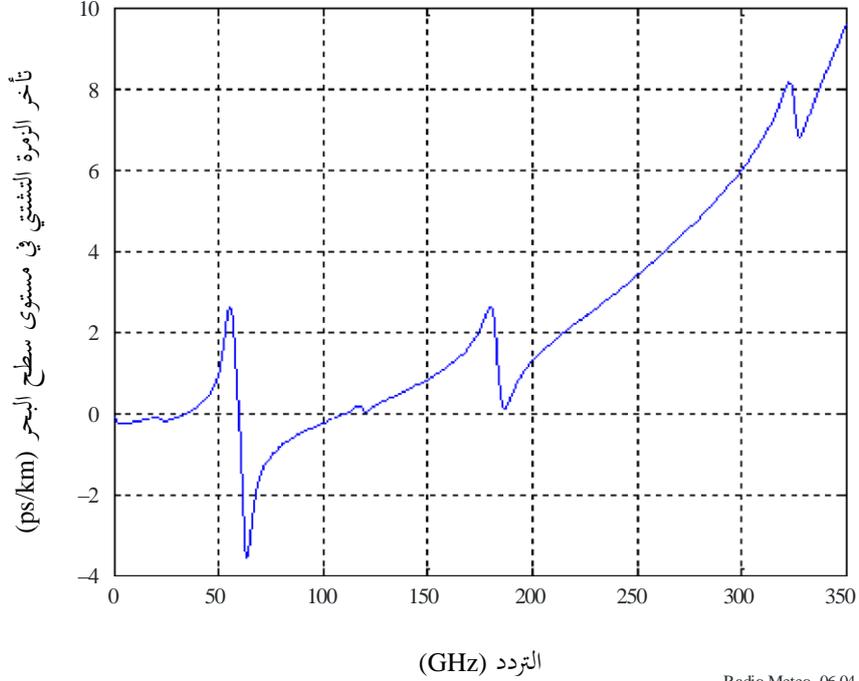
حيث  $d$  هي عرض طيف Debye [Liebe, Hufford and Cotton, 1993]:

$$(28.6) \quad d = 5.6 \times 10^{-4} (p + e) \theta^{0.8}$$

وآثار التشتت في الغلاف الجوي التي يصفها هذا النموذج موضحة في الشكلين 4.6 و 5.6، حيث يبدو معدل التأخر التشتتي المتنبأ به بوحدة ps/km عند مستوى سطح البحر في مجالي التردد 0-350 GHz و 300-1000 GHz، المحتسب على التوالي في فواصل من 500 MHz. ويستخدم في كلا هذين الشكلين متوسط الغلاف الجوي المرجعي العالمي السنوي الوارد وصفه في التوصية ITU-R P.835-5.

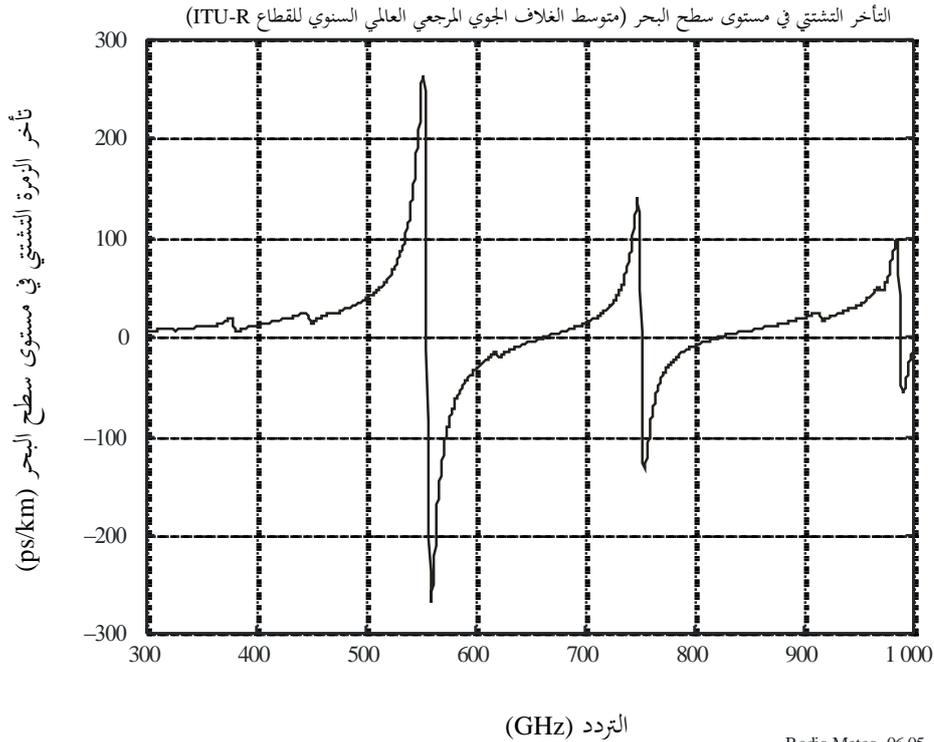
## الشكل 4.6

معدل التأخر التشتتي بوحدة ps/km في مستوى سطح البحر بسبب الغازات في الغلاف الجوي من 0 إلى 350 GHz باستخدام متوسط الغلاف الجوي المرجعي العالمي السنوي من وضع القطاع ITU-R (عند السطح)  $\rho = 7,5 \text{ g/m}^3$  و  $T = 288,15 \text{ K}$  و  $P = 1013,25 \text{ hPa}$



## الشكل 5.6

معدل التأخر التشتتي بوحدة ps/km في مستوى سطح البحر بسبب الغازات في الغلاف الجوي من 300 إلى 1000 GHz باستخدام متوسط الغلاف الجوي المرجعي العالمي السنوي من وضع القطاع ITU-R (عند السطح)  $\rho = 7,5 \text{ g/m}^3$  و  $T = 288,15 \text{ K}$  و  $P = 1013,25 \text{ hPa}$



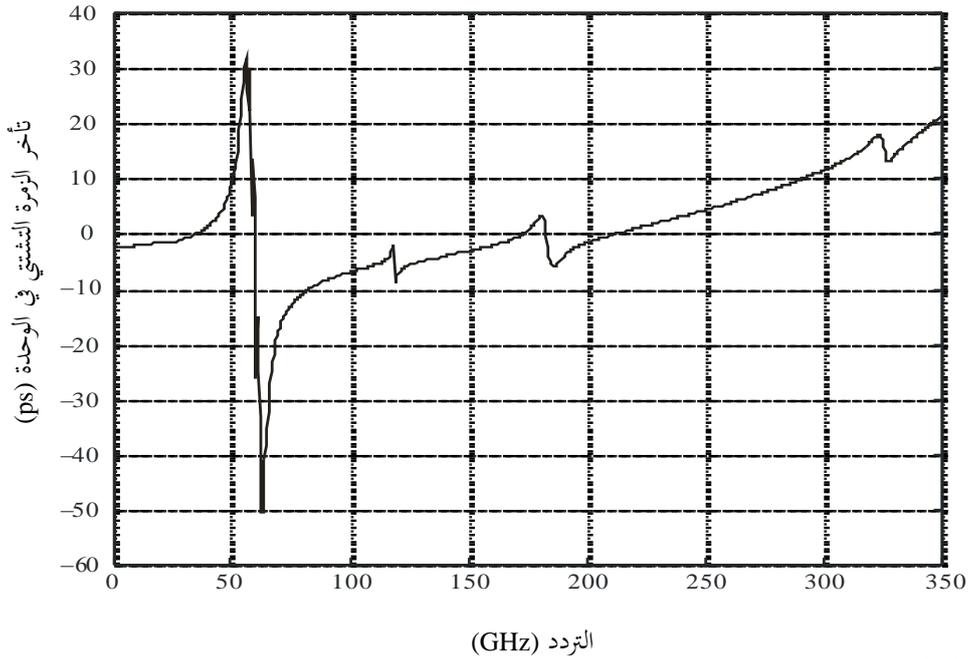
ويقدر مجموع التأخر التشتتي (ps) لمسيرات أرض-فضاء في السمتم بتكامل معدل التأخر التشتتي (ps/km) عبر الغلاف الجوي حتى 100 كيلومتر. وأسلوب التكامل مماثل للأسلوب الموصوف في المعادلات من (16) إلى (20) في التوصية 9-676-ITU-R P. بشأن التوهين؛ ومع ذلك تستخدم هنا طبقات كروية متحدة المركز من الهواء ذات سماكة ثابتة (1 كيلومتر) بدلاً من صفيحة من الطبقات بسماكات متزايدة أسياً (موصوفة في المعادلة 21 في التوصية). ويبين الشكلان 6.6 و 7.6 نتائج هذه الحسابات لمجالي التردد ذاتهما (0-350 GHz و 300-1000 GHz على التوالي) على فواصل بمقدار 500 MHz. ومرة أخرى يتم تحديد الضغط ودرجة الحرارة والرطوبة المطلقة بالنسبة لكل طبقة باستخدام متوسط الغلاف الجوي المرجعي العالمي السنوي الموصوف في التوصية 5-835-ITU-R.

وبالنسبة لغالبية تطبيقات الاتصالات العملية التي تستخدم إرسالات ضيقة النطاق نسبياً، لن يكون لآثار هذا التشتت الشاذ المتوقف على التردد أثر يذكر. ومع ذلك، وبفضل نظم الاتصالات الرقمية الجديدة بمعدلات بيانات مرتفعة، ومن ثم عرض نطاق واسع، فإن الجمع بين الامتصاص والتشتت بسبب الغازات في الغلاف الجوي يمكن أن يكون له أثر على خصائص الإشارات الواردة، ولا سيما من حيث تشويه الإشارات الرقمية المرسله. وقد حسب Gibbins [1990] التشوهات التي أدخلت على إرسال نبضات قصيرة جداً لها شكل نبضة غوسية لكل من المسيرات الأرضية والمسيرات أرض-فضاء.

### الشكل 6.6

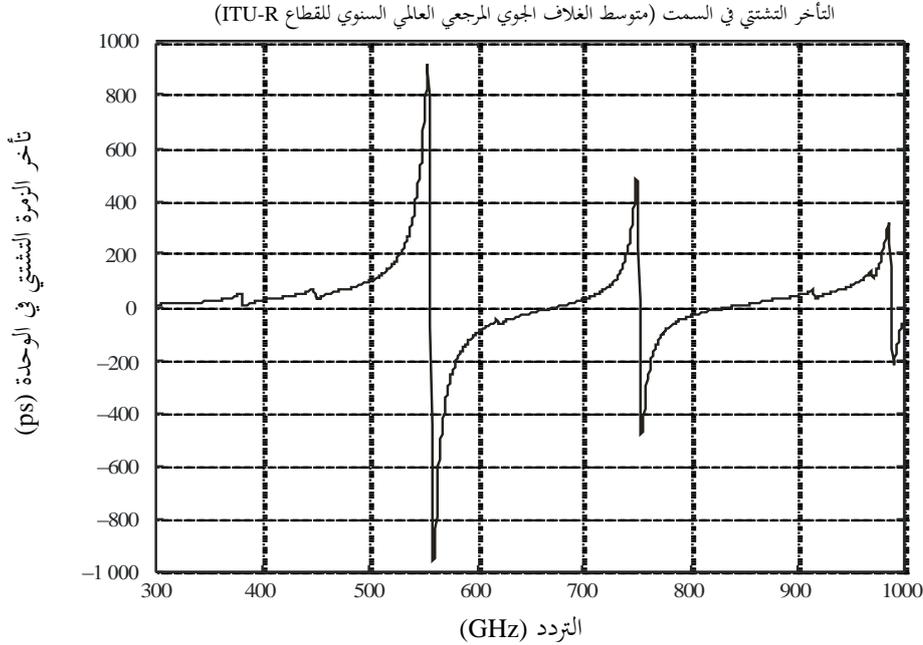
تأخر التشتت بوحدة ps عبر الغلاف الجوي في السمتم بسبب غازات الغلاف الجوي من 0 إلى 350 GHz باستخدام متوسط الغلاف الجوي المرجعي العالمي السنوي الذي وضعه القطاع ITU-R

التأخر التشتتي في السمتم (متوسط الغلاف الجوي المرجعي العالمي السنوي للقطاع ITU-R)



## الشكل 7.6

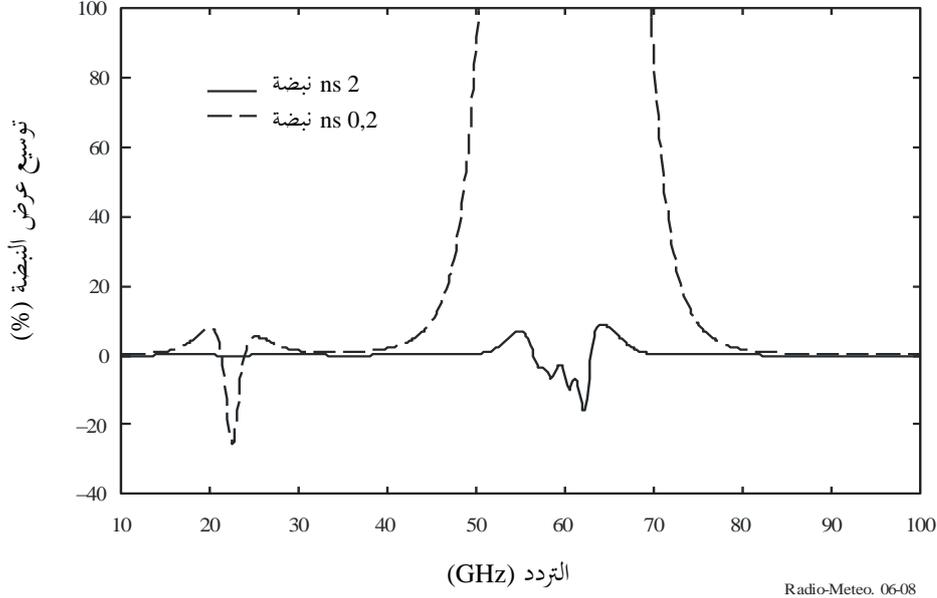
تأخر التشتت بوحدة ps عبر الغلاف الجوي في السمات بسبب غازات الغلاف الجوي من 300 إلى 1 000 GHz باستخدام متوسط الغلاف الجوي المرجعي العالمي السنوي الذي وضعه القطاع ITU-R



ولأغراض التوضيح، يبين الشكل 8.6 التشويه المحسوب لنبضة غوسية من حيث النسبة المئوية للتوسيع أو الانضغاط (إذا كانت سالبة) لعرضي نبضة (2 و 0,2 نانوثانية) على مسير 10 كيلومترات عند مستوى سطح البحر. ومرة أخرى يستخدم متوسط الغلاف الجوي المرجعي العالمي السنوي الذي وضعه القطاع ITU-R (على أساس  $P = 1013,25$  hPa و  $T = 288,15$  K و  $\rho = 7,5$  g/m<sup>3</sup> على السطح). وتستند هذه الحسابات إلى التجسيد السابق لنموذج Liebe، [Liebe, 1989] MPM-89. وتتوسع نبضة من 2 نانوثانية (3 dB بعرض نطاق 0,8 GHz) بنحو 7 في المائة قرب 55 GHz. وتنضغط نفس النبضة من 2 نانوثانية بنحو 16 في المائة قرب 62 GHz، وتتوسع مرة أخرى في وقت لاحق بنحو 8 في المائة قرب 64 GHz. وبالنسبة لنبضة أقصر بكثير من 0,2 نانوثانية و 3 dB بعرض نطاق 8 GHz تكون سويات التشويه أعلى تبعاً لذلك، مع قدر كبير من التوسع والانضغاط يحدث حوالي خط بخار الماء عند 22 GHz؛ وبالقرب من نطاق الأكسجين 60 GHz تتعرض النبضة 0,2 نانوثانية لاتساع يتجاوز 100 في المائة وقد تنشظى فعلياً إلى مكونات عديدة مماثلة للرنين في التأثير. وتحدث النبضات المشوهة عندما يتغير كل من التوهين وتأخر الانتشار تغييراً كبيراً عبر عرض النطاق اللازم لإرسال الإشارات النبضية. ونتيجة لذلك، تحدث زيادة في معدلات خطأ البتات والتداخل بين الرموز في نظم الاتصالات الرقمية للإرسالات الرقمية في النطاق الواسع جداً عند ترددات قريبة من خطوط الامتصاص الغازي.

## الشكل 8.6

توسع النبضة (أو انضغاطها، إن كان سالباً) المحسوب لنبضة غوسية من 0,2 و 2 نانوثانية بسبب آثار التشتت في الغلاف الجوي، عبر مسير أفقي من 10 كيلومترات عند مستوى سطح البحر (على أساس  $P = 1013,25 \text{ hPa}$  و  $T = 288,15 \text{ K}$  و  $\rho = 7,5 \text{ g/m}^3$ ). وتظهر التنبؤات من النموذج MPM-89 [Liebe, 1989]



## 6.6 مقارنة التنبؤات من مختلف نماذج الامتصاص الغازي مع القياسات

تستند نماذج الامتصاص الغازي المادية، مثل نموذج انتشار الموجة المليمترية (MPM) من وضع Liebe، إلى تقريبات نظرية وبيانات مخبرية شتى. وتقاس هذه الأخيرة في بيئة مضبوطة عبر مدى محدود من درجات الحرارة. مثال ذلك قياسات المختبر التي أبلغ عنها [Liebe, Rosenkranz and Hufford, 1992] عن توسع امتصاص الأكسجين بالضغط في الهواء الجاف ( $O_2 + N_2$ ) أجريت في ترددات بين 49,3 و 66,3 GHz عند ثلاث درجات حرارة (6 و 30 و 54 درجة مئوية) لقيم ضغط مختارة عددها 11 تتراوح بين 13 و 1010 hPa. ومن الواضح أن امتصاص الأكسجين غير موصوف تماماً عبر مدى من درجات حرارة الهواء التروبوسفيرية و/أو الستراتوسفيرية (تقريباً بين 89- و 57 درجة مئوية). وهكذا فإن أحوال عدم اليقين في تبعية درجة الحرارة في معلمة اقتران الخط،  $\delta$ ، (المعادلة (14.6)) في نطاق الأكسجين 50-70 GHz تؤثر في درجات حرارة اللمعان المنذجة، وخاصة بالنسبة للأحوال الجوية الجافة.

وتقارن تجارب التحقق من التنبؤات المستقاة من النماذج مع الرصدات في عالم الواقع. وفي بيئة نموذجية، توفر مقاييس الإشعاع أو الطيف الأرضية قياسات درجة حرارة اللمعان، ويتم قياس متغيرات دخل النموذج قيد الاختبار بالمسابير الراديوية. وبما أن المسابير الراديوية لا تقيس بشكل روتيني سائل السحب، فإن أحوال السماء الصافية (أي الخالية من السحب المرئية) يجب أن تسود أثناء عملية التحقق، وذلك لتجنب الانبعثات من السحب التي لا يمكن تكميته. والمقارنات مع مقاييس الإشعاع المحمولة في الفضاء ممكنة أيضاً ولكنها تتطلب احتياطات إضافية (مثل تصحيحات الفص الجانبي للهوائي) وتفرض معايير انتقاء صارمة للبيانات في عين المكان (البيانات المشاركة في الموقع والمعاصرة من العوامات والمسابير الراديوية، مع مراعاة وقت الصعود لهذه الأخيرة). ويوفر القسم 11.2 من منشور Mätzler [2006] مقارنات مختلفة للتنبؤات من نماذج الامتصاص الغازي مع القياسات المستقاة من المقاييس الراديوية الساتلية بالموجات الصغرية.

## 1.6.6 القياسات الراديوية على الأرض

قام Westwater وآخرون [1990] بقياس الانبعثات في سماء صافية عند ترددات 20,6 و 31,65 و 90 GHz بواسطة مقاييس إشعاع نشرت في دنفر، كولورادو، وجزيرة سان نيكولاس، كاليفورنيا، وقارنوا هذه القياسات مع حسابات درجات الحرارة اللمعان استناداً إلى بيانات من نوعين مختلفين من المسابير الراديوية. وجدوا بالملاحظة أن مقاييس الإشعاع كان لها عرض حزم متساوية في

جميع القنوات الثلاث، ومن ثم يمكن رصد الانبعاثات من حجم مشترك في آن واحد. كما قارنوا التنبؤات المستقاة من نماذج امتصاص بخار الماء MPM-87 [Liebe and Layton, 1987] و [Waters, 1976]. وتم حساب امتصاص الأكسجين باستخدام صيغة سابقة من نموذج Rosenkranz [Rosenkranz, 1988]. وتبين هذه المقارنات أن نموذج Waters يتفوق في الأداء على النموذج MPM-87 عند 20,6 و 31,65 GHz (حيث لديه أدنى قدر من التحيز وقيمة خطأ جذر متوسط التوزيع) وأن العكس صحيح عند تردد 90 GHz. وعند هذا التردد الأخير ينشأ معظم الامتصاص من التواصل و/أو حدود عدم الرنين التي تمت نمذجتها بشكل مختلف تماماً من جانب Waters [1976] و Liebe و Layton [1987].

وقام Westwater وآخرون [2003] بقياس الانبعاثات في الغلاف الجوي عند 23,8 GHz و 31,4 GHz حيث أقيمت مقاييس الإشعاع في جزيرة ناورو وفي المنطقة المدارية المحيطة بما غرب المحيط الهادئ خلال شهري يونيو ويوليو 1999. وكما ذكر في التوصية ITU-R P.836-5، فإن القناة الأولى حساسة جداً لبخار الماء، في حين تقع الثانية في منطقة نافذة للامتصاص الغازي (ومن ثم يهيمن عليها تواصل امتصاص بخار الماء) ولذلك فهي أكثر حساسية لسائل السحب. وقارنوا بيانات المقاييس الإشعاعية هذه مع تنبؤات درجات حرارة اللعان المستقاة من النموذج MPM-87 [Liebe and Layton, 1987]، و MPM-93 و Rosenkranz 98. واستخدمت جانبيات المسابير الراديوية كدخل في هذه النماذج. وتم تطبيق التصحيحات على المسابير الراديوية لقياس الرطوبة للحد من التحيز الجاف المعروف. والنتائج المستخلصة من هذه المقارنة، استناداً إلى الجمع بين بيانات ناورو وبيانات السفن القريبة (باستخدام عينة من 175 رصدة)، موجزة في الجدول 5.6. وكان إجمالي محتوى عمود بخار الماء نحو 4,7 سنتيمترات. وكان متوسط درجة حرارة اللعان حوالي 65 K عند التردد 23,8 GHz و 32 K عند 31,4 GHz.

#### الجدول 5.6

المقارنة بين درجات حرارة اللعان (بمقياس K) في سماء صافية المقيسة والمحسوبة عند الترددين 23,8 و 31,4 GHz لثلاثة نماذج امتصاص غازي باستخدام بيانات المسابير الراديوية المصححة في جزيرة ناورو في غرب المحيط الهادئ المداري [Westwater et al., 2003]. حجم العينة 175 رصدة

التردد (GHz)	المعلمة (K)	MPM-87	MPM-93	Rosenkranz 98
23,8	متوسط الخطأ (التحيز)	0,80	3,90	0,69
23,8	الانحراف المعياري للخطأ	3,46	3,59	3,44
23,8	فاصل الثقة 99 % للتحيز	0,67±	0,70±	0,67±
31,4	متوسط الخطأ (التحيز)	0,16-	3,37	0,86
31,4	الانحراف المعياري للخطأ	1,66	1,84	1,69
31,4	فاصل الثقة 99 % للتحيز	0,32±	0,36±	0,33±

ويوضح الجدول 5.6 وجود توافق وثيق بين النموذجين MPM-87 و Rosenkranz 98 عند 23,8 GHz، مع فرق بمجرد حوالي 0,1 K يفصل بين النموذجين. وعلى افتراض أن خوارزمية تصحيح المسابير الراديوية تعمل على ما يرام في المتوسط، فإن التنبؤات المستقاة من النموذج Rosenkranz 98 أقرب قليلاً إلى بيانات درجة حرارة اللعان المقيسة [Westwater et al., 2003]. ولكن نظراً للتشتت الكبير في النتائج (الانحراف المعياري يتراوح من 3,5 إلى 3,6 K) لا يمكن إحصائياً تمييز النموذجين MPM-87 و Rosenkranz 98 ضمن فاصل الثقة 99 في المائة المبين في الجدول 5.6.

وهناك فرق K-1 في التحيز بين النموذجين MPM-87 و Rosenkranz 98 عند 31,4 GHz وتشتت أقل عند 23,8 GHz. وعلى افتراض أن خوارزمية تصحيح المسابير الراديوية تعمل على ما يرام في المتوسط، عندئذ يتوافق النموذج MPM-87 على نحو أفضل مع قياسات درجة حرارة اللعان ضمن حدود الثقة 99 في المائة [Westwater et al., 2003]. ومع ذلك، فإن عدم اليقين في دقة المسابير الراديوية، سواء الأصلية أو المصححة، لا تسمح بالجزم عما هو أفضل النموذجين: كان التوافق بين قياسات الإشعاع ودرجات حرارة اللعان المنمذجة مختلفاً بشكل ملحوظ تبعاً لمجموعات المسابير الراديوية ولم يكن دالة رتيبة متعلقة بعمر المسابير

الراديوية [Westwater et al., 2003]. ويوضح الجدول 5.6 أن التنبؤات القائمة على النموذج MPM-93 تختلف عن النموذجين الآخرين بنحو 3 K.

وجدير بالملاحظة أنه في منطقة باردة جداً وجافة (أي المحيط المتجمد الشمالي، شمال ألاسكا)، يتنبأ النموذج Rosenkranz 98 عند 31,4 GHz على أفضل نحو بالتوهين بسبب الهواء الجاف (المعروف أيضاً باسم العتامة الجافة) ذلك لأن استخدامه يسفر عن أصغر قيم لمسير الماء السائل المستقاة بالقياس الراديوي في ظروف سماء صافية بالمقارنة مع النموذجين الآخرين [Westwater et al., 2001].

وقام Mattioli وآخرون [2005] بمقارنة القياسات الراديوية عند الترددات 23,8 و 31,4 GHz التي تم جمعها في موقع ARM لدى وزارة الطاقة الأمريكية في شمال وسط أوكلاهوما مع تنبؤات على أساس النماذج MPM-87 و MPM-93 و Rosenkranz 98. واختبر أيضاً نموذج وضعه Liljegren وآخرون [2005] وجرى تحديث لنموذج Rosenkranz. وكانت التنبؤات من هذا النموذج الأخير قريبة جداً من التنبؤات المستقاة من النموذج Rosenkranz 98. واستخدمت مسابير راديوية ذات تصميم محسن (خالية من التحيز الجاف) لتوفير دخل جانبيات الغلاف الجوي لهذه النماذج. وتراوحت درجات حرارة اللمعان في سماء صافية ( $T_{bs}$ ) من 12 إلى 42 K عند التردد 23,8 GHz (أخفض بكثير من الجو المداري الرطب الذي لوحظ في ناورو؛ انظر الجدول 5.6) ومن 11 إلى 22 K عند التردد 31,4 GHz. ومن الواضح أن أكبر التقلبات في  $T_{bs}$  بين هذين المناخين تعزى إلى بخار الماء وهي بارزة بالنسبة للقناة 23,8 GHz. واستخدمت ثلاثة مقاييس راديوية (تدعى C1 و S01 و E14) تمت معايرتها باستخدام خوارزميتين متميزتين (ARM و ETL). ويوضح الجدول 6.6 متوسط الخطأ (التحيز)، المعروف بأنه  $[T_b \text{ المقيس} - T_b \text{ المتنبأ به}]$  للمقياس الراديوي بالموجات الصغيرة C1 المعايير باستخدام طريقة ARM (C1/ARM). ويتمخض هذا المزيج عن تحيز يقع عادة في وسط مدى أخطاء التحيز، وهو مبين في الصفيين الثاني والرابع في الجدول 6.6. ونظراً لحجم العينة المتواضع، يبدو أن النموذجين الأحدث عهداً (Rosenkranz 1998، Liljegren 2005) متوافقين على نحو أفضل بكثير مع القياسات مما هو حال النموذجين "الأقدم" (MPM-87 و MPM-93).

ويقدم Mattioli وآخرون [2005] أيضاً رسوم تشتت بيانية لقيم  $T_{bs}$  المقيسة إزاء المتنبأ بها من أجل المقياس الراديوي C1/ARM إلى جانب تحليل الانحدار والاعتراض للتراجعات. وبالنسبة للقناة 23,8 GHz يكون للنموذجين Rosenkranz 1998 و 2003 انحدار قريب من الوحدة، في حين أن انحدار النموذج Liljegren 2005 أكبر بنسبة 2,5 في المائة. والاعتراض مشابه جداً بالنسبة لهذه النماذج الجديدة الثلاثة (-0,51 إلى -0,58 K) وهو الأكبر (-1,007 K) للنموذج MPM-87. وبالنسبة للقناة الحساسة للسائل، فإن النموذج Liljegren 2005 له انحدار قريب جداً من الوحدة وأصغر قدر من الاعتراض (-0,006 K)، في حين أن نماذج Rosenkranz لها انحدار بنحو 1,04 واعتراض بنحو -0,6 K. أما النموذج MPM-93 فله انحدار قدره 1,1519 واعتراض قدره -1,511 K عند 31,4 GHz: وهو يبالغ قليلاً في التنبؤ بامتصاص بخار الماء عند هذا التردد. وانحراف انحدار التراجع عن الوحدة هو أساساً اختبار لنميطة بخار الماء في هذه النماذج، ذلك لأن غالبية التقلبات الزمنية في درجة حرارة اللمعان في السماء الصافية تنشأ من بخار الماء [Mätzler, 2006].

## الجدول 6.6

المقارنة بين درجات حرارة اللمعان (بدرجة K) المقيسة والمختصة في سماء صافية عند ترددي 23,8 و 31,4 GHz لأربعة نماذج امتصاص غازية باستخدام بيانات المسابير الراديوية في موقع ARM في أوكلاهوما في مارس-أبريل 2003 [Mattioli, 2005]. حجم العينة هو 67 للمقياس الراديوي C1. ومدى التحيز لستة تجميعات من المقاييس الراديوية (C1 و S01 و E14) وخوارزميات المعايرة (ARM و ETL) معروض أيضاً [Mätzler, 2006]

MPM-93	MPM-87	Liljegren 2005	Rosenkranz 98	المعلمة (K)	التردد (GHz)
0,65-	0,60	0,07-	0,44	متوسط الخطأ (التحيز) C1/ARM	23,8
[0,33-، 1,13-]	[0,91، 0,12-]	[0,25، 0,55-]	[0,75، 0,03-]	مدى التحيز	23,8
0,77-	0,64	0,11-	0,09	متوسط الخطأ (التحيز) C1/ARM	31,4
[0,59-، 0,86-]	[0,81، 0,54]	[0,06، 0,11-]	،0,005- [0,27	مدى التحيز	31,4

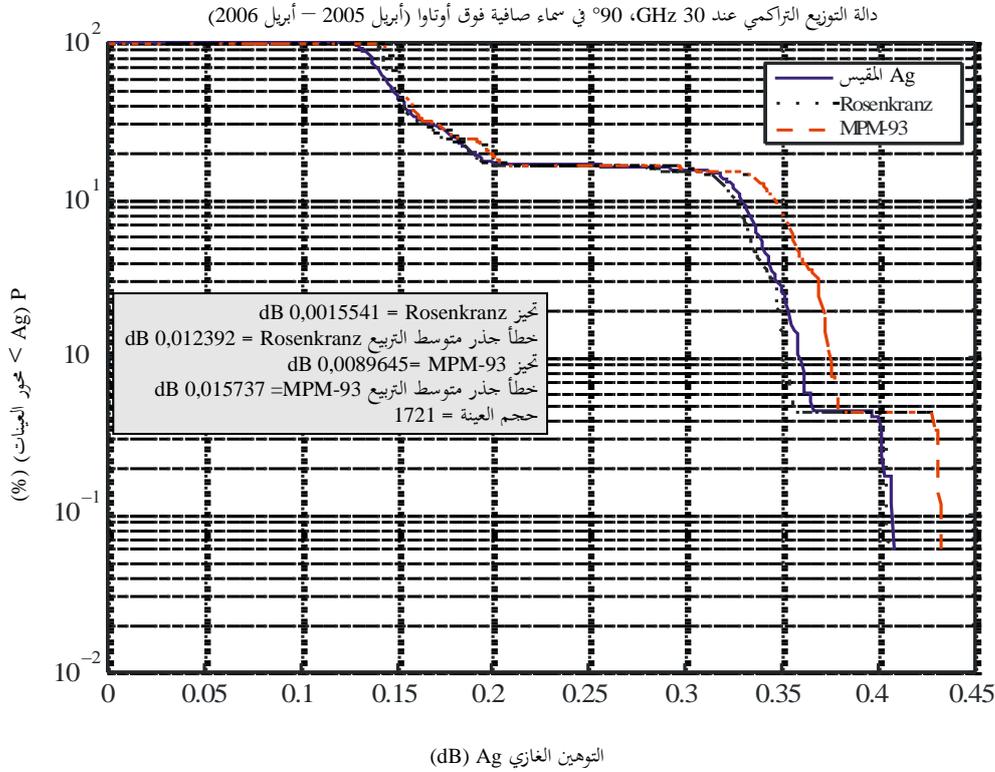
واستخلص Bouchard [2008] البيانات النهارية في سماء صافية بواسطة مقياس راديوي متعدد التردد لرسم الجانبيات أقيم في أوتاوا، كندا. ولراسم الجانبيات خمس قنوات في نطاق بخار الماء (Ghz 30-22,235) وسبع قنوات على طول حافة مجمع الأكسجين بين الترددين 51,25 و 58,8 GHz. وفي أحوال السماء الصافية هذه، ينبغي أن يكون إجمالي توهين المسير  $A_{tot}$ ، المحسوب من درجة حرارة لمعان السماء باستخدام العلاقة المعروفة جيداً في التوصية ITU-R P.1322، مساوياً بالضبط للامتصاص بسبب الغازات:  $A_{tot} = A_g$ . وقد تم تحليل ما مجموعه 1721 عينة في أحوال سماء صافية بين أبريل 2005 وأبريل 2006. وكان هنالك عرضياً بعض السديم و/أو نفاثات الطائرات العابرة، وكلاهما شفاف إزاء الموجات الصغيرة. وتراوح الضغط السطحي من 1003 إلى 1027,1 hPa، ومحتوى بخار الماء العمودي من 0,21 إلى 3,67 سنتيمترات، ودرجة الحرارة بالقرب من السطح من 19,9- إلى 28,8 درجة مئوية.

ويستخدم كل من النموذج MPM-93 (دون مراعاة كروية الأرض والانكسار) وأحدث صيغة من نموذج Rosenkranz المسمى Rosenkranz 2007 (المقتبس مباشرة من المؤلف) مع إدخال جانبيات مستخلصة من درجة الحرارة والرطوبة من السطح حتى 10 كيلومترات فوق سطح الأرض. وكلا النموذجين يستخدم تبعية قانون قاطع تمام بسيط إزاء زاوية الارتفاع. ويقاس راسم الجانبية ضغط الهواء قرب السطح فقط. ومن ثم "يعاد بناء" جانبيات الضغط، ابتداءً من سطح الأرض وحتى ارتفاع 10 كيلومترات، من الضغط على السطح ومن جانبيات درجة الحرارة والرطوبة المطلقة المستقرة بحل المعادلة الهيدروسكونية لطبقات رقيقة (1 متر) من الهواء الرطب. وجميع هذه الجانبيات "تعلوها" أحدث جانبيات المسابير الراديوية التي ترسم الضغط ودرجة الحرارة والرطوبة النسبية من محطة الجو الأعلى (Maniwaki WMO 71722) (الواقعة على بُعد نحو 105 كيلومترات) من 10 كيلومترات وحتى مستوى ثقب المنطاد (نحو 30 كيلومتراً عموماً). وتحتسب درجة حرارة الوسط الفعالة  $T_{mr}$  في المعادلة 1 من التوصية ITU-R P.1322 باستخدام نموذج Rosenkranz 2007 مع نفس تركيبة الجانبيات (راسم الجانبية + المسابير الراديوية) بمثابة بيانات مدخلة. ويستخدم هذا النهج Bouchard [2008] لمقارنة نماذج الامتصاص الغازية لأن مرافق إطلاق المسابير الراديوية في مواقع مشتركة مرتين يومياً لا وجود لها. وعلاوة على ذلك، فإن أقرب محطة مسابير راديوية (Maniwaki) لا تصدر رصدات سطحية (معروفة باسم METAR).

والترددان موضع اهتمام هذه المقارنة هما 30 GHz و 51,25 GHz. وعند 30 GHz، يكون في نموذج Rosenkranz 2007 أدنى تحيز وأدنى قيمة لخطأ جذر متوسط التربيع مقارنة بالرصدات في زوايا الارتفاع الأربع قيد النظر (15°-90°)؛ وعند تردد 51,25 GHz، يوفر نموذج MPM-93 أقرب تطابق مع الرصدات (أي أدنى تحيز وأدنى قيمة لخطأ جذر متوسط التربيع). وتبين الأشكال 9.6 إلى 12.6 أمثلة لهذه الرسوم البيانية لدالة التوزيع التراكمي (CDF) المشروط عند الترددين 30 GHz و 51,25 GHz لكل من الارتفاعين بمقدار 90 درجة و 27,45 درجة.

## الشكل 9.6

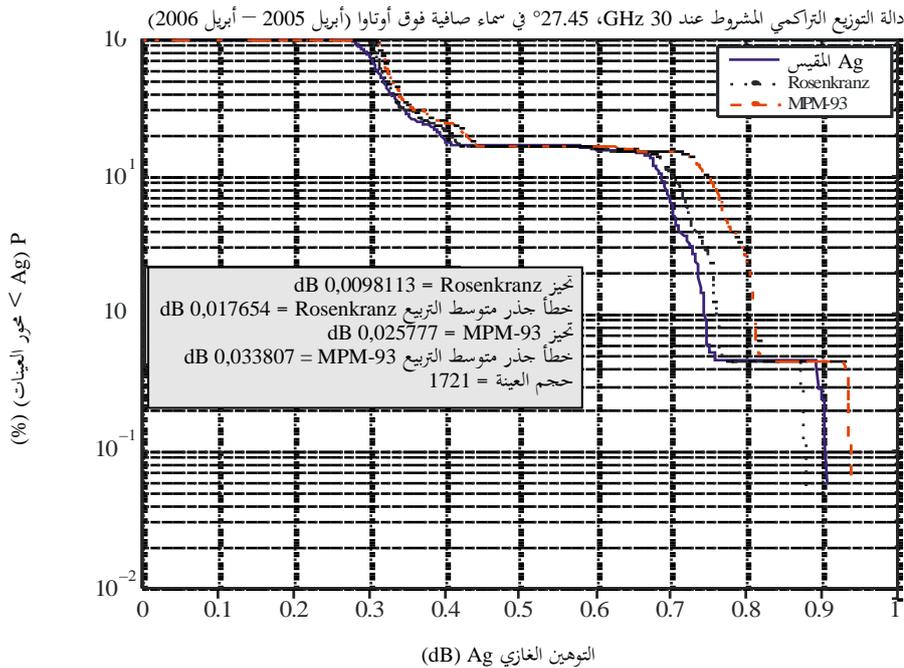
دالة التوزيع التراكمي (CDF) المشروط للتوهين الغازي (Ag) المقيس والمنمذج عند 30 GHz، 90 درجة، في أحوال السماء الصافية والمرصود فوق أوتواو أثناء النهار. وتستخدم الجانبيات المستخلصة التي "تعلوها" جانبيات بيانات المسابير الراديوية من Maniwaki (71722) كمدخلات للنماذج في الأشكال 9.6 إلى 12.6



Radio-Meteo. 06-09

## الشكل 10.6

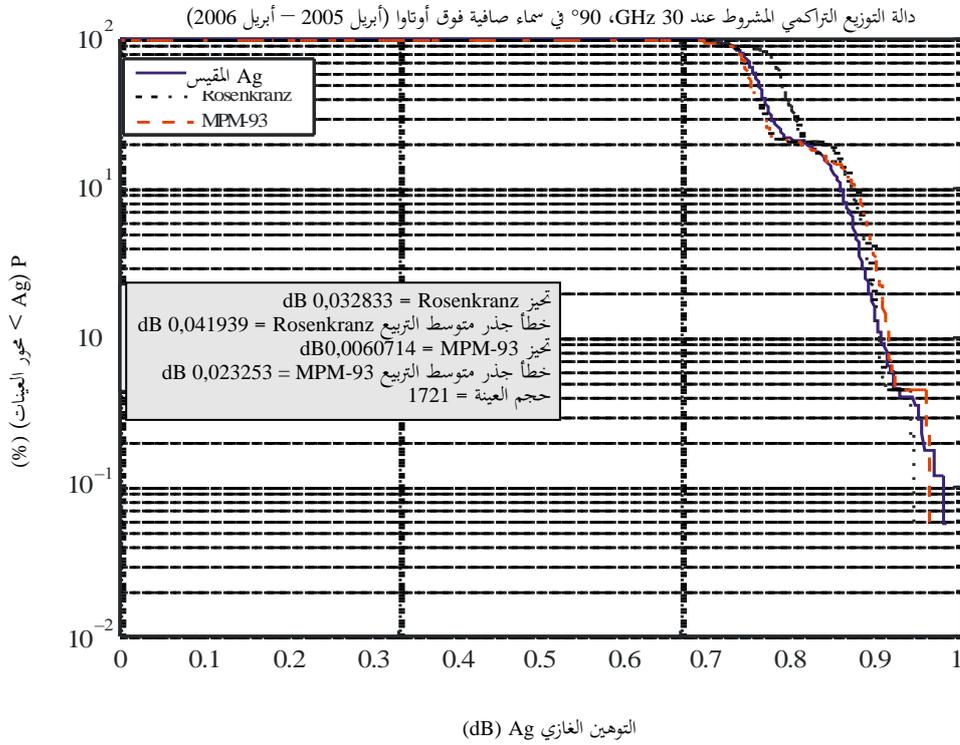
دالة التوزيع التراكمي (CDF) المشروط للتوهين الغازي (Ag) المقيس والمنمذج عند 30 GHz، 27,45 درجة، في أحوال السماء الصافية والمرصود فوق أوتواو أثناء النهار (أبريل 2005 - أبريل 2006)



Radio-Meteo. 06-10

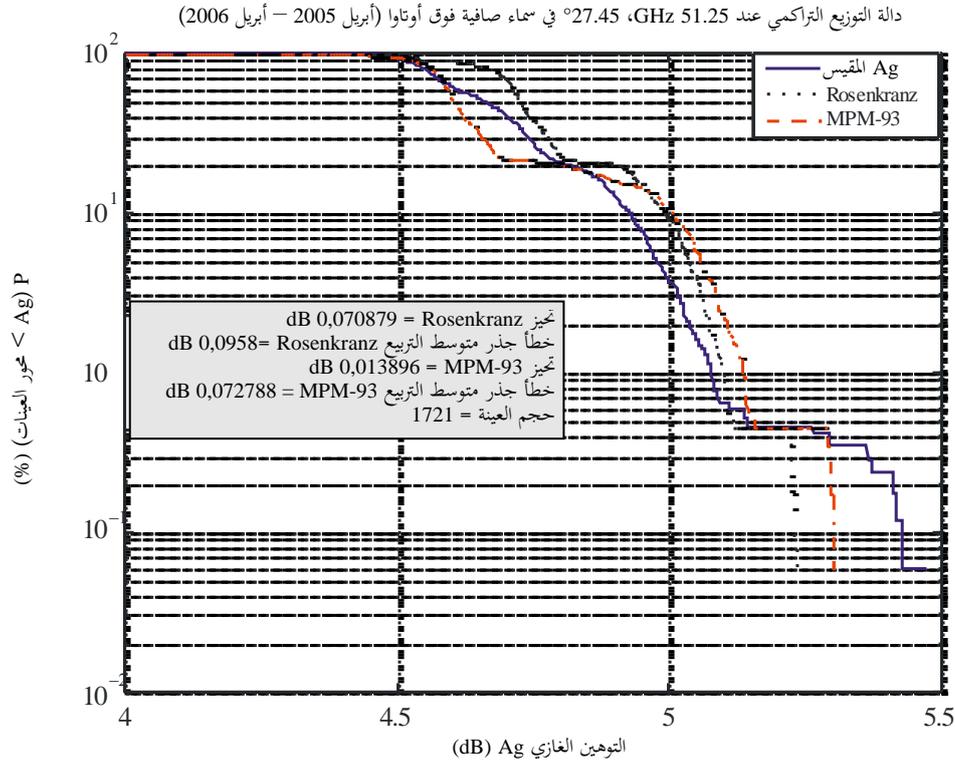
الشكل 11.6

دالة التوزيع التراكمي (CDF) المشروطة للتوهين الغازي (Ag) والمقيس والمتمذج عند 51,25 GHz، 90 درجة، في أحوال السماء الصافية والمرصود فوق أوتوا أثناء النهار (أبريل 2005 – أبريل 2006)



الشكل 12.6

دالة التوزيع التراكمي (CDF) المشروطة للتوهين الغازي (Ag) والمقيس والمتمذج عند 51,25 GHz، 27,45 درجة، في أحوال السماء الصافية والمرصود فوق أوتوا أثناء النهار (أبريل 2005 – أبريل 2006)



قد يكون من المثير للاهتمام أن نلاحظ أن Hewison وآخرون [2006] خلصوا إلى استنتاجات مماثلة بشأن نموذجي الامتصاص الغازي هذين (على وجه الدقة، Rosenkranz 2003) عند الترددين 30 و 51,25 GHz باستخدام نهج أكثر صرامة لمقارنة درجات حرارة اللمعان/المنمدجة من المسابير الراديوية التي أطلقت في سماء صافية مع درجات حرارة لمعان مقيسة من مقياس راديوي لرسم الجانبيات مشارك في نفس الموقع أثناء تجربة 'درجة الحرارة والرطوبة والسحب' (TUC) التي أجريت في بايرن، سويسرا، خلال فصل الشتاء 2003-2004. وأثناء هذه التجربة، لم تنتج المسابير الراديوية سوى جانبيات رطوبة صالحة حتى 10 إلى 12 كيلومتراً؛ وفوق هذا المستوى، أضاف Hewison وآخرون [2006] إلى الجانبيات الموقعية جانبية شتاء مرجعية لمنتصف خطوط العرض. وبالنسبة لقنوات الجانبيات التي يهيمن عليها تواصل بخار الماء (26,235 و 30 GHz)، وجد Hewison وآخرون [2006] أن النماذج MPM-87 و MPM-89 و Rosenkranz (98 و 2003 على السواء) و Liljegen [2005] تظهر توافقاً ممتازاً مع القياسات؛ غير أن النموذج MPM-93 يبالغ بشدة بالامتصاص. ووجد هؤلاء الباحثون أيضاً أن النموذج MPM-93 يبالغ باستمرار بالامتصاص الغازي في الأحوال الأكثر دفئاً ورطوبةً للقنوات في المجال 22,235-23,835 GHz وأن النموذج MPM-87 لديه أدنى قدر من التحيز وقيمة خطأ جذر متوسط التربيع عند التردد 52,28 GHz مقارنة بالنماذج الخمسة الأخرى. وجدير بالملاحظة أن قناتي 51 و 52 GHz يجمعان بين تأثير تواصل بخار الماء ومعلمات اقتران خط الأكسجين، وكلاهما يتغير من نموذج لآخر؛ وتظهر هاتان القناتان أكبر الاختلافات بين النماذج واختلافات كبيرة بين الرصدات والنماذج. وأخيراً، تعرضت قنوات رسم الجانبيات الأعلى (54,94-58,8 GHz) لتحيز  $T_b$  بحوالي 1 K تم تحديده في وقت لاحق وتصحيحه من قبل الشركة المصنعة. وقد تم تصحيح هذا التحيز تجريبياً في مجموعة بيانات التجربة TUC للتحليل لاحقاً المعروضة في أوراق البحوث.

### 2.6.6 مقاييس طيف تحويل Fourier الأرضية

توفر مقاييس طيف تحويل Fourier (FTS) الأرضية المنشورة في مواقع على قمم جبال عالية مجموعات بيانات قيمة للتحقق من صحة نماذج الامتصاص الغازي في الأجواء الجافة وصلقلها من حوالي 0,1 إلى 2 THz [Mätzler, 2006]. ويقدم Pardo وآخرون [a 2001] أطيف بث النطاق العريض في الغلاف الجوي باستخدام مقاييس FTS في ماونا كيا، هيلو، هاواي (4100 متر فوق مستوى سطح البحر) بين 350 و 100 GHz. وتبين هذه القياسات أن حد التواصل الجاف في النموذج MPM-93 يجب أن يكون مضروباً بقيمة 1,29 لكي يتطابق مع قياسات العتامة الجافة في نطاق التردد هذا، في حين أن امتصاص شبه التواصل H<sub>2</sub>O المدخل في كلا النموذجين MPM-89 و MPM-93 ليس دقيقاً في المجال دون المليميتر (انظر الشكل 5، لدى Pardo وآخرون [a 2001]). وعلاوة على ذلك، فإن الامتصاص بسبب الأوزون غير منمدج في MPM، ولكن تأثيره واضح في المناخات الجافة جداً في المجال دون المليميتر [Pardo et al., 2001b]. كما أن ثمة غازات نزره أخرى غير منمدجة أيضاً في النموذج MPM. ومن جهة أخرى جدير بالملاحظة أن الامتصاص بسبب الغازات النزره منمدج في نموذج الإرسال في الغلاف الجوي بالموجات الصغرية (ATM) [Pardo et al., 2001b]؛ وقد كُرس جهد خاص أثناء وضع ATM للتحقق من امتصاص التواصل وقياسه في المجال دون المليميتر.

### 3.6.6 الخلاصة

للأسف لا تسمح المقارنات المعروضة في هذا القسم باستبانة نموذج امتصاص غازي شامل "أفضل" لجميع ترددات الموجات الصغرية والموجات المليميترية وجميع الأحوال المناخية. وهذه الأعمال المذكورة تسلط الضوء أيضاً على بعض الصعوبات التي صودفت عند الحاجة إلى مقارنات مفيدة بين النماذج النظرية والقياسات: إذ يتعين استبانة التحيز في درجة حرارة اللمعان المقيسة وتصحيحه، وما زال التواصل إلى بيانات دقيقة للرطوبة في الموقع انطلاقاً من المسابير الراديوية عبر مدى واسع من درجات حرارة الجو مشكلة لا يستهان بها.

### 7.6 توهين الأشعة تحت الحمراء والأشعة المرئية

ما فتى يزداد الاهتمام باستخدام الطيف الكهرمغناطيسي فوق 1 THz (أي الترددات فوق 1 000 GHz أو  $33 \text{ cm}^{-1}$  ~ أو أطوال موجات أصغر من 300  $\mu\text{m}$ ) للاتصالات في الفضاء الحر. وهناك تطبيقات هامة في مجال الاتصالات وأبحاث الفضاء والاستشعار عن بُعد لنطاقات تمتد من الأشعة تحت الحمراء إلى المناطق المرئية من الطيف الكهرمغناطيسي على الرغم من

الامتصاص القوي الانتقائي-التردد ومن التشتت في الغلاف الجوي. ولذلك فإن التقييم الكمي لهذه التطبيقات والانتقاء المناسب للترددات يتطلب معلومات انتشار مفصلة بخصوص هذه النطاقات. والبيانات التجريبية والنظرية متفرقة أحياناً وكثيراً ما تتوقف سويا التوهين المقيسة على خصائص المعدات المستخدمة (من قبيل استبانة التردد). ونتيجة لذلك لا يمكن هنا سوى إعطاء دليل تقريبي لهذا المجال من الطيف الكهرمغناطيسي، وهناك حاجة إلى مزيد من البحوث لتيسير توفر التنبؤات الموثوقة. ومع ذلك فإنه من الممكن الإشارة إلى تلك الأجزاء من الطيف التي من المحتمل أن تكون أكثر فائدة وتقديم الإرشاد بشأن الكيفية التي يمكن أن تتأثر بها هذه النطاقات جراء الظواهر في الغلاف الجوي.

وتمتص غازات الغلاف الجوي الأشعة تحت الحمراء والأشعة المرئية بشكل انتقائي وتنتشرها عن طريق الهباء الجوي والمائيات الجوية، مثل المطر والسحب والضباب. ويستخدم مصطلح "الهباء الجوي" للجسيمات الصغيرة (عدا الضباب أو قطرات السحب) التي تتراوح أحجامها من بضع عناقيد من الجزيئات إلى 100  $\mu\text{m}$  وأكثر [Pruppacher and Klett, 1997] وتكون سرعتها النهائية منخفضة. والغبار والجسيمات في رذاذ البحر أمثلة عن الهباء الجوي، نوقشت في الفصل 2. وتركيز الهباء متغير بدرجة كبيرة سواء من حيث الزمان أم المكان، ويتوقف بشدة على القرب من المصادر وعلى معدل الانبعاثات وعلى قوة معدلات نقل الحمل الحراري والاضطراب الانتشاري وعلى كفاءة مختلف آليات الإزالة. ويقدر أن 80 في المائة من مجموع كتلة جسيمات الهباء الجوي موجودة في أدنى كيلومتر من التروبوسفير [Pruppacher and Klett, 1997]. كما أن تركيز الهباء الجوي ينخفض أيضاً بتزايد المسافة الأفقية من شاطئ البحر باتجاه عرض المحيط، لأن الأرض اليابسة هي مصدر جسيمات أكثر كفاءة من المحيط. وفي نصف الكرة الشمالي (الذي يعزى إليه حوالي 60 في المائة من مجموع كتلة الهباء الجوي في الغلاف الجوي)، تدخل غالبية كتلة الهباء هذه الغلاف الجوي عند خطوط عرض تتراوح بين 30 درجة شمالاً و60 درجة شمالاً، لأن هذا الحزام يحتوي على حوالي 88 في المائة من جميع مصادر الجسيمات البشرية المنشأ [Pruppacher and Klett, 1997].

وتتوقف المساهمات النسبية من الامتصاص والتشتت في التوهين الكلي على الطول الموجي وحجم الجسيمات. وعلاوة على ذلك هناك عموماً بعض التقلبات السريعة أو "التألؤ" في الإشارة الواردة (ما بين 0,01 Hz و 200 Hz)، وخاصة بالنسبة للمسيرات القريبة من سطح الأرض. كما يتسبب التألؤ في تشويه جبهة الموجة مما يؤدي إلى حيدان تركيز الحرمة. ويرجع ذلك إلى الاختلافات العشوائية في دليل الانكسار المرتبطة بالاضطراب في الغلاف الجوي، وهي تناقش بمزيد من التفصيل في الفصل 4 من هذا الكتيب وفي التوصية ITU-R P.1817 بشأن تصميم الوصلات البصرية في الفضاء الحر. ويزداد مقدار التألؤ بتزايد التردد؛ كما يتزايد تباين الإشارة،  $\sigma$  (بوحدته  $\text{dB}^2$ )، بحوالي  $f^{7/6}$  [Tatarski, 1961].

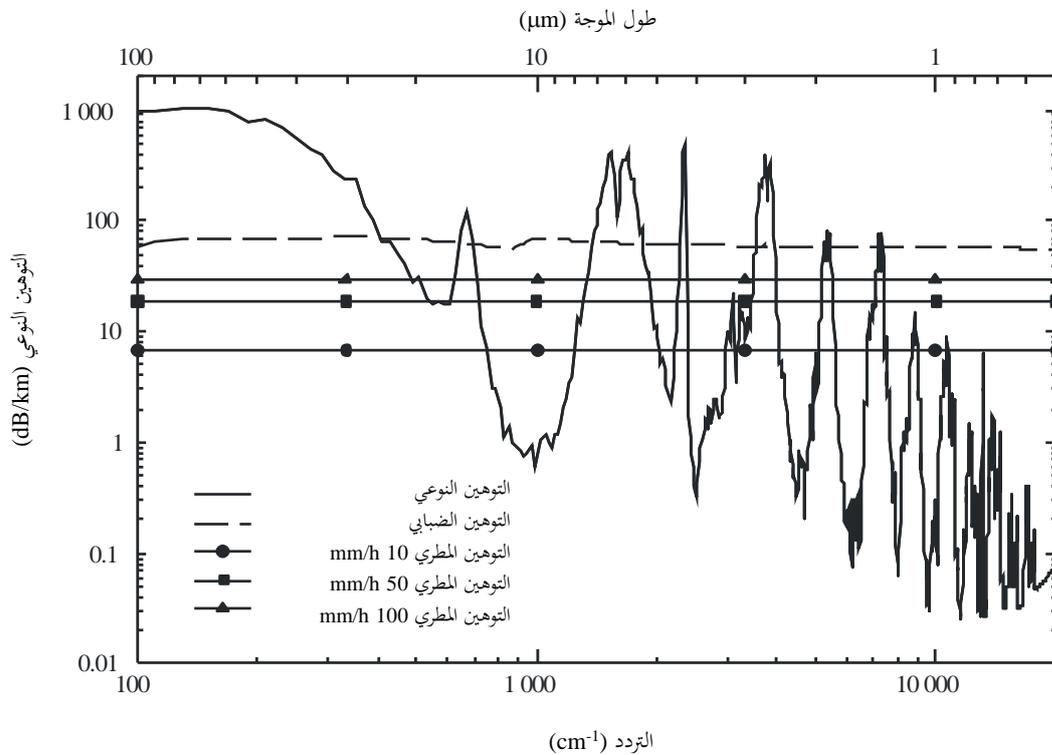
وعند أطوال موجات بعيدة عن مراكز خطوط الامتصاص الجزيئي (أي في مناطق النوافذ)، تعزى القيود الرئيسية على موثوقية النظام وإتاحته عموماً إلى السديم أو الضباب أو السحب أو الهواطل؛ ويُبحث في كل هذه الآثار في أماكن أخرى من هذا الكتيب. ومع ذلك، يمكن أن تحدث زيادة كبيرة في امتصاص بخار الماء، أثناء الفترات الرطبة جداً مثلاً، في حين قد يقلل التألؤ من عرض النطاق الترددي القابل للاستخدام في نظام الأشعة تحت الحمراء أو الأشعة المرئية.

والعامل المهم هو الامتصاص الجزيئي الانتقائي التردد، وخاصة في مجال طول الموجة فوق 1  $\mu\text{m}$  والامتصاص دالة قوية للطول الموجي، وتظهر القياسات التي أجريت باستبانة طيفية عالية جداً بنية ناعمة جداً في طيف الامتصاص، وهي تنشأ عن العديد من التحولات في نطاقات الاهتزاز-الدوران في جزيئات الغلاف الجوي المستقطبة كهربائياً. ولذلك من الصعب توفير بيانات كمية عن الامتصاص دون تحديد استبانة الأداة أو عرض النطاق. وعلاوة على ذلك، يتطلب الأمر المزيد من القياسات الطيفية لتوفير التفاصيل اللازمة. وبكفي هنا الإشارة إلى مواقع خطوط الامتصاص الرئيسية و"نوافذ" الغلاف الجوي للامتصاص الجزيئي المنخفض نسبياً. ويمكن الحصول على المزيد من المعلومات من البرامج الحاسوبية التي يوفرها المختبر الجيوفيزيائي لدى سلاح الجو الأمريكي فيما يتعلق بالنفاذية: HITRAN (نفاذية عالية الاستبانة) وهي قائمة بأكثر من 1 700 000 خط من 37 نوع جزيئي عبر منطقة طيفية من موجة ميليمترية إلى موجة أشعة فوق بنفسجية باستبانة طيفية بمقدار  $0,001 \text{ cm}^{-1}$  (أي ما يعادل 30 MHz) [Rothman et al., 2000] أو LOWTRAN 7 (نفاذية منخفضة الاستبانة)، وتغطي مدى من الترددات من 0 إلى  $50,000 \text{ cm}^{-1}$  باستبانة طيفية بمقدار  $20 \text{ cm}^{-1}$  (أي 600 GHz) [Kneizys et al., 1989].

ويبين الشكل 13.6 الملامح الرئيسية للامتصاص الجزئي عند مستوى سطح البحر المحسوب باستخدام LOWTRAN 7 لمتوسط الغلاف الجوي المرجعي العالمي السنوي الوارد وصفه في التوصية 5-835-ITU-R P، باستبانة طيفية بمقدار  $20 \text{ cm}^{-1}$ ، من 100 إلى  $20,000 \text{ cm}^{-1}$  (يقابل  $30 \text{ GHz}$ ). وتعزى نطاقات الامتصاص المهيمنة أساساً إلى بخار الماء وثنائي أكسيد الكربون. ويلاحظ أنه في حالة الاستبانة الطيفية بمقدار  $20 \text{ cm}^{-1}$  تتمهد خطوط امتصاص الموجات الأطول لتشكل نطاق التواصل المنخفض التردد الموضح في الشكل 13.6.

### الشكل 13.6

التوهين النوعي المتنبأ به بسبب الغازات والضباب والمطر عند مستوى سطح البحر من 100 إلى  $20,000 \text{ cm}^{-1}$  (0,5 إلى  $100 \mu\text{m}$ ) باستخدام LOWTRAN 7 مع متوسط الغلاف الجوي المرجعي العالمي السنوي للقطاع ITU-R (مقياس التردد في الأسفل يقابل معكوس أطوال الموجات، المعروف أيضاً باسم أرقام موجات الفراغ: مثال ذلك  $100 \text{ cm}^{-1}$  تقابل  $3 \text{ THz}$ )



Radio-Meteo. 06-13

ولأغراض المقارنة، يبين الشكل 13.6 أيضاً التوهين النوعي الناجم عن ضباب كثيف يكفي للحد من مدى الرؤية إلى 200 متر، والتوهين بسبب المطر لمعدلات هطول أمطار بمقدار 10 و50 و100 ميلليمتر/ساعة، محسوبة باستخدام توزيع حجم القطرة Marshall-Palmer. ولا بد من القول أن توهين الأشعة تحت الحمراء بسبب الضباب حساس للغاية لتوزيع حجم القطرة، والذي يمكن أن يكون متغيراً جداً من حيث الزمان والمكان؛ ومن ثم فإن التنبؤات المستقاة من نماذج من قبيل LOWTRAN أو HITRAN تختلف في الحجم تبعاً لتوزيع جسيمات الضباب المفترضة.

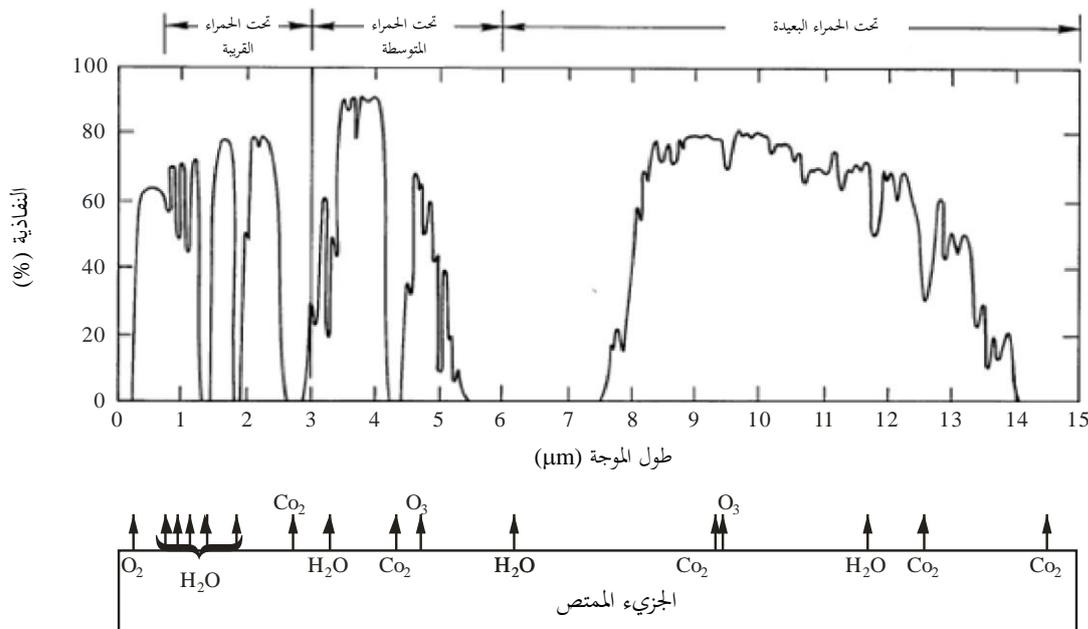
ويمكن رؤية نوافذ إرسال في الغلاف الجوي شفافاً نسبياً في الشكل 13.6: أ) 0,4 إلى  $0,7 \mu\text{m}$  في المنطقة المرئية؛ ب) قرب 1,7 و2,2 و3,5 و5  $\mu\text{m}$ ؛ ج) من 8 إلى  $13 \mu\text{m}$ ، على سبيل المثال. وهذه النطاقات، ولا سيما النطاق من 8 إلى  $13 \mu\text{m}$ ، ذات أهمية خاصة للاتصالات ولتطبيقات الرادار.

ويبين الشكل 14.6 النفاذية الطيفية (أي أس معامل الامتصاص الكلي السالب) مقيساً على مسير أفقي طوله 1,8 كيلومتر عند ارتفاع 30 متراً فوق مستوى سطح البحر، وهو مستنسخ في [Chen, 1975]. وكان محتوى عمود بخار الماء الأفقي 17 ميلليمترًا. وقد أجريت

هذه القياسات في عام 1950 على طول الساحل الشرقي لاسكتلندا، ونشرها في الأصل Gebbie وآخرون [1951]. ونوافذ الإرسال - حيث تتجاوز النفاذية 60 في المائة - مرئية بوضوح. وتبدو نطاقات الامتصاص الجزئي لأربعة أنواع (الأكسجين الجزئي، وبخار الماء، وثاني أكسيد الكربون، والأوزون) في الجزء السفلي من الشكل 14.6. وتلاحظ نطاقات الامتصاص القوية بسبب CO<sub>2</sub> بحوالي 4,3 μm و 15 μm وبسبب بخار الماء عند 2,7 μm و 6,3 μm. ويمتد هذا النطاق الأخير إلى 7,5 μm لهذا المسير بالذات نظراً لمحتواه من بخار الماء في عمود الهواء [Gebbie et al., 1951]. وعلاوة على ذلك هنالك عند 4,5 μm نطاق يقابل أسلوب الاهتزاز الأساسي لأكسيد النيتروز (N<sub>2</sub>O). وتتطابق الامتصاصات المقیسة عند 7,7 و 7,9 μm أيضاً مع أسلوب آخر للاهتزاز الأساسي لأكسيد النيتروز، ولكن لا يمكن أن يعزى إليه بشكل لا لبس فيه، ذلك لأن عدة أنواع جزئية أخرى تمتص قدرة الأشعة تحت الحمراء في هذه المنطقة الطيفية [Gebbie et al., 1951].

### الشكل 14.6

نفاذية الغلاف الجوي المقیسة لمسیر أفقي طوله 1,8 كيلومتر يقع على ارتفاع 30 متراً فوق مستوى سطح البحر على طول الساحل الشرقي لاسكتلندا، حيث يبلغ محتوى بخار الماء الأفقي في عمود الهواء 17 ميلليمتراً [Chen, 1975]. يلاحظ وجود الأوزون في التروبوسفير. مقتبس بإذن من مؤسسة RAND



## المراجع

- BOHREN, C.F. and CLOTHIAUX, E.E. [2006] Fundamentals of atmospheric radiation, Wiley-VCH, Germany.
- BOUCHARD, P. [2008] Observations of attenuation due to liquid-bearing stratocumulus clouds over Ottawa using a multifrequency profiling radiometer, Proc. 10<sup>th</sup> Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment (MicroRad'08), Florence, Italy, March 11-14.
- CADEDDU, M.P., V.H. PAYNE, S.A. CLOUGH, K. CADY-PEREIRA and J.C. LILJEGREN [2007] Effect of the oxygen line-parameter modeling on temperature and humidity retrievals from ground-based microwave radiometers, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 45, No. 7, pp. 2216-2223.
- CHEN, C.C. [1975] Attenuation of electromagnetic radiation by haze, fog, clouds and rain, RAND Corporation Report R-1694-PR, Santa Monica, CA.
- ELACHI, C. [1987] Introduction to the physics and techniques of remote sensing, John Wiley & Sons, New York, USA.
- GEBBIE, H.A., HARDING, W.R., HILSUM, C., PRYCE, A.W. and ROBERTS, V. [1951] Atmospheric transmission in the 1 to 14 $\mu$  region, Proc. Roy. Soc., A206, Issue 1084, pp. 87-107.
- GIBBINS, C.J. [1986] Zenithal attenuation due to molecular oxygen and water vapour, in the frequency range 3-350 GHz, Electronics Letters, 22, No. 11, pp. 577-578.
- GIBBINS, C.J. [1990] Propagation of very short pulses through the absorptive and dispersive atmosphere, IEE Proc. Pt. H., 137, pp 304-310.
- HERZBERG, G. [1945] Molecular spectra and molecular structure II: Infrared and Raman spectra of polyatomic molecules, D. Van Nostrand Company.
- HERZBERG, G. [1950] Molecular spectra and molecular structure I: Spectra of diatomic molecules (Second Edition), D. Van Nostrand Company.
- KNEIZYS, F.X., ANDERSON, G.P., SHETTLE, E.P., ABREU, L.W., CHETWYND Jr., J.H., SELBY, J.E.A., GALLERY, W.O. and CLOUGH, S.A. [1989] LOWTRAN 7: Status, review and impact for short-to-long-wavelength infrared applications, AGARD Conference Proceedings No. 454, Atmospheric propagation in the UV, visible, IR and mm-wave region and related systems aspects, Copenhagen, Denmark, October 9-13, pp 13.1-13.11.
- LIEBE, H.J. and LAYTON, D.H. [1987] Millimeter wave properties of the atmosphere: Laboratory studies and propagation modeling, National Telecommunications and Information Administration (NTIA) Report 87-24, Boulder, CO.
- LIEBE, H.J. [1989] MPM-An atmospheric millimetre-wave propagation model, Int. J. Infrared and mm Waves, 10, No. 6, pp. 631-650.
- LIEBE, H.J., ROSENKRANZ, P.W. and HUFFORD, G.A. [1992] Atmospheric 60-GHz oxygen spectrum: New laboratory measurements and line parameters, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf., 48, pp. 629-643.
- LIEBE, H.J., HUFFORD, G.A. and COTTON, M.G. [1993] Propagation modeling of moist air and suspended water/ice particles at frequencies below 1000 GHz, AGARD Conference Proceedings No. 542, Atmospheric propagation effects through natural and man-made obscurants for visible to mm-wave radiation, pp. 3-1-3-11.
- LILJEGREN, J.C., BOUKABARA, S., CADY-PEREIRA, K. and CLOUGH, S.A. [2005] The effect of the half-width of the 22 GHz water vapour line on retrievals of temperature and water vapor profiles with a 12-channel microwave radiometer, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 43, No. 5, pp. 1102-1108.

- MATTIOLI, V., WESTWATER, E.R., GUTMAN, S.I. and MORRIS, V.R. [2005] Forward model studies of water vapor using scanning microwave radiometers, global positioning system, and radiosondes during the Cloudiness Intercomparison Experiment, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 43, No. 5, pp. 1012-1021.
- MÄTZLER, C. (editor) [2006] Thermal microwave radiation: Applications for remote sensing, The Institution of Engineering and Technology (IET), Herts, United Kingdom.
- PAPATSORIS, A.D. and WATSON, P.A. [1993] Calculation of absorption and dispersion spectra of atmospheric gases at millimetre-wavelengths, *IEE Proceedings-H*, 140, No.6, pp. 461-468.
- PARDO, J.R., SERABYN, E. and CERNICHARO, J. [2001a] Submillimeter atmospheric transmission measurements on Mauna Kea during extremely dry El Niño conditions: Implications for broadband opacity contributions, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, 68, pp. 419-433.
- PARDO, J.R., CERNICHARO, J. and SERABYN, E. [2001b] Atmospheric Transmission at Microwaves (ATM): An improved model for millimeter/submillimeter applications, *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, AP-49, No. 12, pp. 1683-1694.
- PRUPPACHER, H.R. and KLETT, J.D. [1997] Microphysics of clouds and precipitation, Second edition, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- ROSENKRANZ, P.W. [1975] Shape of the 5 mm oxygen band in the atmosphere, *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, AP-23, No. 4, pp. 498-506.
- ROSENKRANZ, P.W. [1988] Interference coefficients for overlapping oxygen lines in air, *J. Quant. Spectr. Rad. Transf.*, 39, pp. 287-297.
- ROSENKRANZ, P.W. [1998] Water vapour microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models, *Radio Sci.*, 33, pp. 919-928.
- ROSENKRANZ, P.W. [1999] Correction to water vapour microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models, *Radio Sci.*, 34, p.1025.
- ROTHMAN, L.S., JACQUEMART D. and BARBE, A. [2005] The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, 96, pp. 139-204.
- TATARSKI, V.I. [1961] Wave Propagation in a Turbulent Medium, McGraw-Hill, New York, USA.
- WATERS, J.W. [1976] Absorption and emission by atmospheric gases, *Methods of Experimental Physics*, 12B, Ed. M. L. Meeks, Academic Press, New York, USA.
- WESTWATER, E.R., SNIDER, J.B. and FALLS, M.J. [1990] Ground-based radiometric observations of atmospheric emission and attenuation at 20.6, 31.65, and 90 GHz: A comparison of measurements and theory, *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, AP-38, No. 10, pp. 1569-1580.
- WESTWATER, E.R., HAN, Y., SHUPE, M.D. and MATROSOV, S.Y. [2001] Analysis of integrated cloud liquid and precipitable water vapor retrievals from microwave radiometers during the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean project, *J. Geophys. Res.*, 106, No. D23, pp. 32019-32030.
- WESTWATER, E.R., STANKOV, B.B, CIMINI, D., HAN, Y., SHAW, J.A., LESHT, B.M. and LONG, C.N. [2003] Radiosonde humidity soundings and microwave radiometers during Nauru99, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, pp. 953-971.

## الفصل 7

### التوهين الناجم عن الجسيمات في الغلاف الجوي

يمكن أن تسفر المائيات الجوية، في شكل مطر أو برد أو ثلج رطب، عن توهين شديد في الموجات الراديوية. والمطر، في معظم المواقع، هو الشكل السائد للمائيات الجوية. ومع أن المطر يمتص ويشتت القدرة في جميع الترددات، فإن أهمية التوهين الناجم عن المطر تقتصر على الترددات فوق عدة وحدات من GHz.

ومع أن المطر هو أهم أنواع المائيات الجوية التي تؤثر على انتشار الموجات، فإن السحب والضباب والثلج والبرَد وطبقة الذوبان (في المسيرات أرض-فضاء أساساً) هي مصادر أخرى للتوهين. وقد يكون التوهين بسبب السحب كبيراً بالنسبة للوصلات أرض-فضاء العاملة في ترددات فوق 10 GHz وزوايا ارتفاع منخفضة. وقد يمثل التوهين الناجم عن السحب أهم مصدر خلل لنظم التيسرية المنخفضة حيث يكون المطر خفيفاً جداً أو معدوماً؛ وفي هذه الحالة، قد يحدد التوهين الناجم عن السحب هامش الوصلة [Tervonen and Salonen, 2000؛ Dissanayake et al., 1997, 2001]. وطبقة الذوبان هي المنطقة، دون خط التحارر عند درجة الصفر درجة مئوية بقليل، التي تتحول فيها جسيمات الجليد والثلج إلى قطرات ماء. ويزداد التوهين بسبب ذوبان جسيمات الجليد بتزايد التردد [Dissanayake et al., 2002] ويمكن أن يصل إلى مستويات هامة. ولا يمكن إهمال أثر هذا التوهين الإضافي في مسير مائل لانتشار الموجات الراديوية. ويستخدم العديد من نماذج التنبؤ بالتوهين الناجم عن المطر "ارتفاع المطر الفعال" بدلاً من ارتفاع طبقة الذوبان المضافة إلى ارتفاع المطر للحصول على مجموع التوهين الناجم عن المطر. ويبدو أن التوهين الناجم عن جسيمات الرمال والغبار ذات أهمية ثانوية في معظم مناطق العالم، والآثار الهامة على الانتشار نادرة. ومع ذلك، تشير الدراسات إلى أن التوهين قد يكون هاماً عند ترددات فوق حوالي 10 GHz في بعض الظروف المتطرفة.

ونظراً لأن عملية المطر متغيرة بحكم الزمان والمكان، فلا بد من النظر بعناية في البنية الرأسية والأفقية لأحداث المطر، وفي الجداول الزمنية التي تتغير فيها كثافة المطر وطبيعته، وفي التغيرات في مختلف خصائص المطر بين المواقع الجغرافية.

#### 1.7 التنبؤ بالتوهين النوعي من بيانات شدة المطر

التوهين بسبب المطر عامل هام في نظم الاتصالات الأرضية أو الاتصالات أرض-فضاء في ترددات فوق 10 GHz ويتزايد بدرجة كبيرة حتى تردد 100 أو 200 GHz (انظر الشكل 1.7). وفوق حوالي 200 GHz، وتبعاً لمعدل المطر، يتناقص التوهين النوعي قليلاً بتزايد التردد، حتى 1000 GHz، حيث يكاد يصل إلى حدوده البصرية. وقد خضعت طبيعة هذا التوهين لدراسة مكثفة نظرياً وتجريبياً. وبما أن أطوال الموجات الراديوية في الفضاء الحر (30 ميلليمتراً إلى 1,5 ميلليمتراً) الخاضعة للتوهين مماثلة لأقطار قطرات المطر المسؤولة عادة عن إنتاج هذا التوهين (حوالي 1 ميلليمتراً إلى 6 ميلليمتراً)، فإنه من الضروري عادة استخدام نظرية تشتت Mie لحساب التوهين النوعي الناجم عن المطر.

ويعرّف التوهين النوعي بوصفه معدل التوهين لكل وحدة مسافة ويمكن التعبير عنه على النحو التالي:

$$(1.7) \quad \alpha = 0.434 \int_0^{D_{max}} \sigma_{ext}(D) \bullet N(D) dD \quad \text{dB/km}$$

حيث  $N(D)dD$  هو عدد قطرات المطر التي يتراوح قطرها بين  $D$  و  $D+dD$  لكل وحدة حجم ( $m^{-3}$ )، و  $\sigma_{ext}$  هو المقطع العرضي للتشتت، معبراً عنه بوحدة  $cm^2$  (انظر الفصل 5).

وثمة نهج آخر لتحديد التوهين الناجم عن الجسيمات المائية الجوية يتمثل في معاملة الوسط باعتباره عازلاً معقداً اصطناعياً [Van de Hulst, 1957]. وقد عمل Kharadly و Choi [1988] على توسيع هذا النهج ليشمل التوهين الناجم عن الثلوج المغلفة بالمياه داخل طبقة الذوبان.

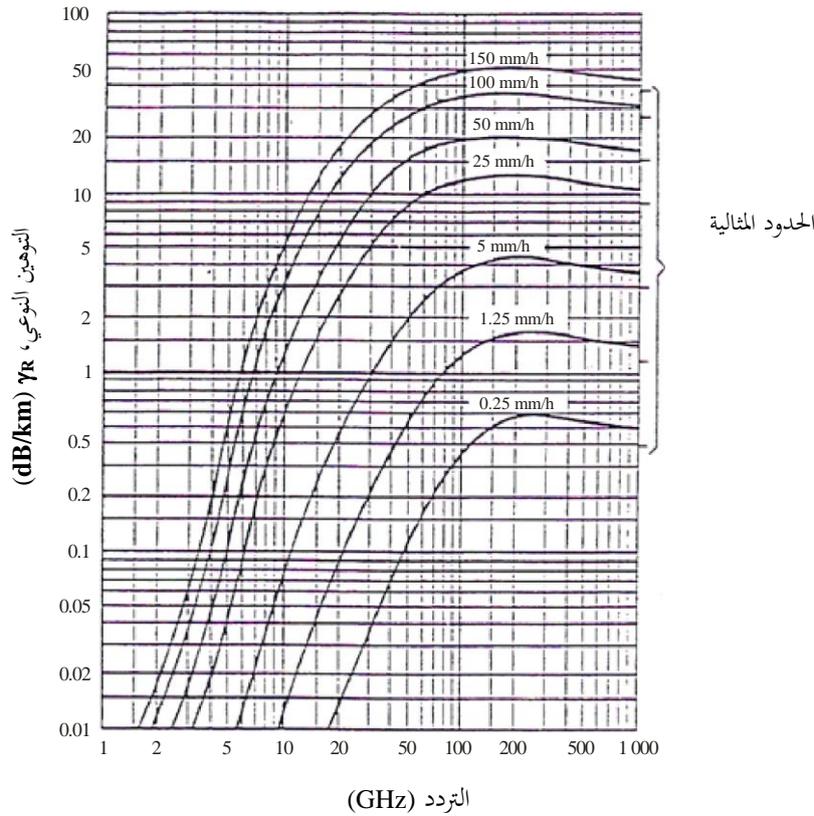
ويوضح الشكل 1.7 سلوك معامل التوهين النوعي، المستمد على أساس حسابات Mie، بوصفه دالة التردد لمختلف قيم معدل المطر في ظل الافتراضات المشار إليها في [Rogers and Olsen, 1976]. وشدة المطر، التي يعبر عنها عادة بوحدة ميلليمتر/ساعة، هي دالة لتوزيع حجم القطرة وسرعة سقوطها ويمكن التعبير عنها كما يلي:

$$(2.7) \quad R = 6 \times 10^{-6} \pi \int N(D) \cdot D^3 \cdot v(D) \, dD \quad \text{mm/h}$$

حيث يفترض عادة أن تكون  $v(D)$  السرعة النهائية (متر/ثانية) لقطرات مطر قطرها  $D$  (ميلليمتر) في الهواء الساكن.

### الشكل 1.7

#### التوهين النوعي $\gamma_R$ بسبب المطر



Radio-Meteo. 07-01

توزيع حجم قطرات المطر [Laws and Parsons, 1943]  
السرعة النهائية لقطرات المطر [Gunn and Kinzer, 1949]  
دليل انعراج الماء عند 20 درجة مئوية [Ray, 1972]  
قطرات كروية

ولا أهمية لاختلاف درجات الحرارة عن القيم المفترضة إلا في ترددات دون 20 GHz ومن شأنها أن تسفر عن تغيرات تصل إلى 20 في المائة من المنحنيات في الشكل 1.7.

وثمة قيد على النتائج المبينة في الشكل 1.7 وهو الافتراض بأن قطرات المطر كروية. ومن المعروف أن قطرات المطر الهابطة عبر جو لزوج غير كروية [Pruppacher and Pitter, 1971]، ولذلك تتعرض الموجات المستقطبة أفقياً من توهين أكبر مما تتعرض له الموجات المستقطبة رأسياً. وفي بعض المناخات قد يصل الفرق في التوهين إلى 35 في المائة [Fedi et al., 1977]؛ ويمكن الحصول على التوهين النوعي للاستقطابات الرأسية والأفقية، والترددات حتى 100 GHz، من الحسابات التي تراعي الشكل غير الكروي لقطرات المطر [Oguchi, 1977].

وبالنسبة للتطبيقات العملية، يمكن تقريب العلاقة بين التوهين  $\gamma_R$  (dB/km) ومعدل المطر  $R$  (mm/h) بواسطة القانون الآسي:

$$(3.7) \quad \gamma_R = k R$$

وقد تم حساب قيمة كل من  $k$  و  $\alpha$  لتوزيع حجم القطرة بحسب Laws and Parsons ودرجة حرارة القطرة 20 درجة مئوية بافتراض قطرات كروانية مفلطحة متماشية مع محور دوران رأسي وذات أبعاد منسوبة إلى قطرات كروية متساوية الحجم [Maggiore, 1981].

وتنطبق النتائج الواردة في الشكل 1.7 عموماً لموجة مستوية واردة، أو موجة كروية متناحية، أو موجة كروية ذات حزمة محدودة. وقد تأكدت إمكانية تطبيقها بالنسبة للمطر في المجال القريب للهوائيات [Haworth, 1980]. وتفترض الحسابات موجة متماسكة ولا تنطبق إلا على نظم الاتصالات المتماسكة. وبما أن كمية صغيرة فقط من القدرة بسبب التشتت غير المتماسك ستدخل في هوائي مستقبل ذي حزمة ضيقة فإنه يمكن أيضاً استخدام الحسابات بمثابة تقريب لنظم الإرسال غير المتماسكة.

وتشمل نظرية [Van de Hulst, 1957] أيضاً، مع أنه يعتقد عموماً أنها تقتصر على آثار تشتت واحد، آثار عمليات التشتت المتعدد إلى الأمام (أي العمليات التي يكون فيها لكل مسيرات التشتت المتعددة مكونات في الاتجاه الأمامي). ونظراً لمحدودية عدد قطرات المطر حتى في أشد الأمطار، فإن هذه هي عمليات التشتت المتعددة الوحيدة التي تسهم بنصيب كبير في المجال المتوسط (أو المتماسك) المرسل عبر المطر [Rogers and Olsen, 1983]. وفي أطوال الموجات المرئية والأشعة تحت الحمراء، يكاد يكون التوهين النوعي بسبب المطر مستقلاً عن التردد، ذلك لأن القطرات أكبر بكثير من طول الموجة.

ويقوم توزيع Laws and Parsons [1943] لحجم قطرات المطر على أساس أول قياس تجريبي موثوق لتوزيع أحجام قطرات المطر. ومع أنه يستند إلى قياسات لمعدلات أمطار حتى 50 ميلليمتراً/ساعة، فإنه يمكن استقراره إلى أبعد من هذا الحد. واقترحت الرصدات التجريبية اللاحقة عدداً كبيراً من النماذج لتوزيع حجم قطرات المطر، وتظهر هذه النماذج في الأدبيات. ويعبر عن هذه النماذج عادة في شكل خوارزمي ويمكن تصنيفها إلى الفئات الأربع التالية:

1 توزيعات أسية سالبة؛

2 توزيعات لوغاريتمية عادية ولوغاريتمية عادية مزاحة؛

3 توزيعات دالة غاما؛

4 توزيعات Weibull.

وتوزيعات حجم القطرات الممثلة بدالة أسية سالبة هي أكثر التوزيعات شيوعاً [Marshall and Palmer, 1948؛ Joss et al., 1968؛ Manabe et al., 1984؛ Ihara et al., 1984؛ Awaka et al., 1987؛ Yang et al., 2001؛ Uijlenhoet, 2001].

ويختلف توزيع Joss وآخرين عن غيره في أنه يعترف صراحة بالاختلافات الأساسية في توزيعات حجم القطرات لثلاثة أنواع من المطر: العواصف الرعدية أو أمطار الحمل الحراري، والأمطار المنتشرة على نطاق واسع، والرذاذ. وفي معدلات أمطار مرتفعة نسبياً، وهي هامة في تصميم نظم الاتصالات بترددات فوق 10 GHz، يعطي توزيع Laws and Parsons توهيناً نوعياً أعلى من توزيع العواصف الرعدية لدى Joss وآخرين. وهذا الفرق هام بصفة خاصة في الترددات فوق 100 GHz. ومن باب المقارنة، يعطي توزيع رذاذ Joss وآخرين توهينات نوعية أعلى في معدلات أمطار منخفضة في نظام التردد هذا [Olsen et al., 1978].

وقد تبين أن قياسات التوهين المتعدد الترددات ما بين 12 و 240 GHz تدعم الشكل الآسي السالب لتوزيع حجم القطرات في اليابان [Manabe et al., 1984؛ Ihara et al., 1984؛ Awaka et al., 1987]. ويضم توزيع حجم القطرات الآسي السالب هذا عدداً أكبر من القطرات الصغيرة مما يضمه توزيع حجم قطرات Laws and Parsons، ويسفر عن قيم أكبر من معاملات التوهين النوعي فوق حوالي 80 GHz. وتبين أيضاً أن منحدر التوزيع يحدد عن قيم Marshall-Palmer التقليدية لمعدلات الأمطار المنخفضة والمعتدلة. وقد لوحظ حيدان مماثل في منحدر التوزيع في أوروبا [COST 205, 1985a].

وقد تضمنت أوصاف وظيفية أخرى التوزيع اللوغاريتمي العادي [Ajayi and Olsen, 1985؛ Massambani and Rodrigues, 1987؛ Veyrunes, 2000؛ Maitra and Gibbins, 1999]. وفي المناطق الإستوائية، تشير بعض قياسات توزيعات حجم

القطرات إلى أن الشكل الأسّي السالب قد لا يكون مناسباً؛ ومع ذلك، فإن معاملات التوهين النوعي للترددات الأقل من 30 GHz المحسوبة من نموذج اللوغاريتم العادي استناداً إلى البيانات النيجيرية لا تختلف كثيراً عن تلك المستمدة من النموذج الأسّي السالب [Ajayi, 1985؛ Ajayi and Olsen, 1985].

وقد تم اختبار توزيع غاما من قبل العديد من الباحثين [Ajayi and Olsen, 1985؛ Maitra and Gibbins, 1999]، واقترح List وآخرون [1987] توزيع غاما ثلاثي الأسلوب على أساس الرصد النظري والتجريبي على حد سواء.

وقد تم تطبيق توزيع Weibull، الذي وصفه Assouline و Mualem [1989] و Brussaard و Watson [1995]، على مجموعة متنوعة من المناخات؛ وبحث Åsen و Gibbins [2002] في توزيع Weibull للمناخات المعتدلة والمدارية.

وهناك قدر كبير من عدم اليقين بشأن كثافة عدد قطرات المطر ذات الأقطار الصغيرة جداً. ومن الصعب نسبياً الكشف عن قطرات المطر هذه، وربما تتفاوت كثافة عددها تفاوتاً كبيراً بسبب كتلتها المنخفضة جداً وسرعات سقوطها المنخفضة. ولهذا التفاوت أهمية خاصة في الترددات الأعلى حيث تزداد أهمية القطرات الأصغر في حساب التوهين النوعي.

وتفضي الدراسات التجريبية والنظرية للسرعات النهائية لقطرات المطر إلى نتائج متسقة إلى حد ما [Gunn and Kinzer, 1949؛ Beard, 1976؛ Best, 1950].

وفي السنوات الأخيرة، نُشر عدد من الأعمال في الأدبيات بشأن حساب التوهين النوعي، سواء بأساليب تحليلية أم بوسائل تجريبية [Li et al., 2000؛ Der-Phone and Hsing-Li, 2002؛ Zhao et al., 2000؛ Åsen and Gibbins, 2002].

وقام [Gibbins and Walden, 2003] بحساب معلمتي الارتداد  $k$  و  $\alpha$  لمجموعة متنوعة من توليفات توزيعات حجم قطرات المطر والسرعة النهائية لقطرات المطر واقترحا تعبيرين لهاتين المعلمتين من شأنهما تقليل الخطأ في التنبؤ بالتوهين الناجم عن المطر. وتمت نمذجة قطرة المطر في شكل كرواني مفلطح كما تم حساب التوهينات النوعية للترددات من 1 إلى 1000 GHz لمدى من درجات الحرارة بين 0 و 30 درجة مئوية باستخدام شرط الحدود الموسعة أو أسلوب مصفوفة T [Mishchenko et al., 2000]. وأجريت الحسابات وفقاً لعدة نماذج لتوزيعات حجم القطرات ونماذج السرعات الإنتهائية. وتمت مطابقة النتائج مع معادلة القانون الأسّي  $\gamma = k R^\alpha$  لمعدلات الأمطار بين 1 و 150 ميلليمتراً/ساعة، واستخرجت معاملات القانون الأسّي باستخدام إجراء توفيق المربعات الصغرى غير الخطية بناءً على خوارزمية الاختلاف المحدود Levenberg-Marquardt.

وتم تطبيق هذه المعاملات على طريقة التنبؤ بتوهين المطر في التوصية ITU-R P.530 للمسيرات الأرضية وتم تعديلها باستخدام عدة عوامل مختلفة لتخفيض طول المسير وجدت في الأدبيات. وجرى تقييم أداء كل نموذج باستخدام قاعدة بيانات ITU-R للتوهين الناجم عن المطر في الوصلات الأرضية ومتغير الاختبار في التوصية ITU-R P.311. وتم الحصول على أفضل أداء كلي باستخدام توزيع حجم قطرات المطر لدى Ulbrich [1983] مع عوامل تكيف طول المسير على أساس Lin [1977].

وأخيراً، تم حساب مجموعات قيم  $k$  و  $\alpha$ ، لكل من الاستقطابين الأفقي والرأسي، باستخدام توزيع حجم قطرات المطر لدى Ulbrich (Laws and Parsons)، ومطابقتها باستخدام مجاميع الدالات الغوسية للتردد لاستخراج الطريقة المتبعة حالياً في التوصية ITU-R P.838.

## 2.7 التوهين على امتداد وصلات الانتشار المحدودة المدى

بالإضافة إلى عدم اليقين في تحديد التوهين النوعي، هناك قدر أكبر من عدم اليقين في تحديد التوهين لمسير انتشار أرضي أو لمسير أرض-فضاء.

ويمكن حساب مجموع التوهين الناجم عن المطر على مسير معين بدمج التوهين النوعي عبر المسير. ولكن، للأسف، هذه المعلومات المفصلة ليست متاحة بشكل عام. وقد اقترحت عدة طرائق للتنبؤ بإحصاءات التوهين الناجم عن المطر من قياسات معدل الأمطار على طول المسير أو بالقرب منه. ومع أن العديد من الحملات قاست توزيعات معدل الأمطار في مواقع معينة، بالقرب من موقع الهوائي عادة، فإن هذه القياسات محدودة التطبيق لوصف المطر على طول المسير. وحتى في الحالات

التي استخدم فيها عدد كبير من مقاييس المطر، المنشورة في شكل ما عبر منطقة واسعة، أظهرت جانبيات المطر المقيسة علامات ملحوظة من عدم التجانس المكاني والزمني. وبالنسبة للأمطار المدارية، تتفق دوائر الأرصاد الجوية على أن ظاهرة المطر بالحمل الحراري هي مزيج من المطر الحراري والمطر الطباقى [Houze, 1977]؛ وتؤكد الصور الرادارية أنه في المناطق التي تتعرض للأمطار غزيرة بالحمل الحراري، هناك دائماً طبقة مصاحبة من المطر الطباقى [Crane, 1980].

وتستخدم جميع طرائق التنبؤ بالتوهين الناجم عن المطر العلاقة بين التوهين النوعي ومعدل المطر. ولذلك من الضروري جداً الاعتماد على نماذج دقيقة للتنبؤ بمعدل الأمطار، من أجل الحصول في نهاية الأمر على نماذج دقيقة للتنبؤ بالتوهين الناجم عن المطر. وتأتي الصعوبة من أن معدل الأمطار متغير للغاية ويعتمد بشدة على المناخ (تحدث أشد الأمطار غزارة في المناطق المدارية والاستوائية). وتشمل المعلومات التقليدية المتاحة من مكاتب الأرصاد الجوية الكميات التراكمية للأمطار، ولذلك كانت هناك بعض المحاولات لوضع نماذج عالمية للحصول على دالة التوزيع التراكمي لمعدل الأمطار من معلومات الأرصاد الجوية المتاحة [Rice-Holmberg, 1973؛ Dutton et al., 1974؛ Tattelman and Scharr, 1983؛ Moupfouma and Martin, 1995؛ Flavin, 1996؛ Boithias, 1990].

واقترح Poiars و Salonen [1998] طريقة عالمية باستخدام بيانات الأرصاد الجوية المستقاة من عدة منظمات، مثل المركز الأوروبي للتنبؤات الجوية المتوسطة المدى (ECMWF) ومشروع المناخ العالمي للهواطل (GPCP). وتستند هذه الطريقة إلى الحصول على بيانات المطر، المتوسطة على مدى سنة واحدة، من تحويل قياسات 6 ساعات مطر والكمية السنوية من المطر الطباقى. ونموذج Salonen-Baptista أسي في طبيعته وهو أساس التوصية ITU-R P.837.

### 1.2.7 آثار عدم التجانس المكاني في المطر

شدة الأمطار متغايرة إلى حد كبير من حيث المكان والزمان. والفرق الرئيسي بين مختلف طرائق التنبؤ هو كيف تأخذ في الحسبان هذا التغير على طول مسير الانتشار.

وتولد ما تسمى "طريقة العاصفة المصطنعة" [Drufuca, 1974؛ Matricciani, 1996] إحصاءات التوهين بتحويل جانبيات معدل المطر/الزمن المسجل عند نقطة ما، بجانبيات معدل المطر/المسافة، وذلك باستخدام سرعة انتقال نمط الأمطار. والوسيلة المفيدة لتقدير سرعة الانتقال هي سرعة الرياح المستمدة عند مستوى 700 ميغابطة من المسابير الراديوية التقليدية [Drufuca, 1974؛ Bertok et al., 1977؛ Segal, 1982]. ومع أن هذه الطريقة تتطلب قاعدة بيانات مفصلة للغاية، فإنها توفر درجة عالية من الواقعية المادية.

وتستمد بعض الطرائق الجانبية الإحصائية للمطر على طول المسير بافتراض خلية واحدة من شكل مناسب [Misme and Fimbel, 1975؛ Misme and Waldteufel, 1980؛ Bryant, 1999] أو التوزيع الإحصائي لأحجام خلايا من شكل معين [Rue, 1981؛ Capsoni et al., 1987]. ويعطي "طول المسير الفعلي" مضروباً بمعدل المطر في نقطة ما التوهين الكلي في متوسط طول المسير الذي تعترضه خلية المطر، باعتبار أن خلية المطر يمكنها أن تأخذ أي موقع نسبة إلى الوصلة باحتمال متساوٍ.

ويستخدم Fedi [1981] مفهوم طول المسير الفعلي، في نموذج مبسط، على افتراض خلية واحدة ذات مقطع عرضي مستطيل في مستوي المسير. وهذا النموذج يتطلب قيمة واحدة فقط من التوزيع التراكمي لشدة المطر، وهي القيمة التي يتم تجاوزها في 0,01 في المائة من الزمن، مع إمكانية الاستقراء لنسب مئوية أخرى من الزمن.

وقد تم وضع العديد من طرائق النمذجة والتنبؤ التي توافقت جيداً مع الرصدات التجريبية. ويقارن العديد من طرائق التنبؤات هذه مع البيانات المقيسة محلياً والمتحيزة نحو الظروف المحلية. وهي تتمخض عموماً عن نتائج كافية عند تطبيقها عالمياً واختبارها إزاء معايير اختبار ITU-R. وطرائق التنبؤ هذه شبه تجريبية، أي أنها تجمع بين التحليل النظري وبيانات الأرصاد الجوية المقيسة المستقاة من عدة مواقع. وتعتمد هذه النماذج مفهوم طول المسير الفعلي أو معدل المطر الفعلي لمراعاة شدة الأمطار غير المتجانسة على طول المسير الفعلي. وثمة نهج يصف بنية المطر الأفقية بمعامل "خفض" يمكن استخراجه من دالة الارتباط الذاتي المكاني للمطر [Morita and Higuti, 1976]، من قياسات باستخدام مقاييس مطر سريعة الاستجابة متباعدة على طول خط [Crane, 1980؛ Harden et al., 1978a]، أو من قانون شبه تجريبي مكيف إزاء بيانات مقيسة

[Gibbins and Walden, 1977؛ Assis and Einloft, 1978؛ Battesti and Boithias, 1978؛ García-López *et al.*, 1988؛ Silva Mello *et al.*, 2007؛ Zhao *et al.*, 2007؛ 2003]. ويتم الحصول على معدل المطر المكافئ المتوسط المسير بضرب معدل المطر عند نقطة ما بمعامل الخفض هذا.

وتم لاحقاً تعديل معامل الخفض، الذي كان في البداية يتوقف فقط على طول المسير، بحيث يتوقف على شدة المطر [Yamada *et al.*, 1987]. وتم تجريبياً اشتقاق عدد من عوامل خفض المسير، كان الغرض منها أصلاً فقط تمثيل عدم تجانس المطر، من عملية واسعة لتكثيف المنحنيات مع بيانات تجريبية توفر تعبيرات تشمل التردد والتوهين النوعي أو المتغيرات ذات الصلة بالإضافة إلى معاملات معدل المطر على طول المسير الأصلي.

ومع أن نسبة شدة المطر أو طول المسير الفعالة إلى الفعلية يشار إليها كمعامل خفض، لا بد من الإشارة إلى أنها قد تكون أكبر من الوحدة بالنسبة لمعدلات أمطار منخفضة بما فيه الكفاية أو احتمالات حدوث كبيرة. وفي ضوء ذلك، من الأنسب الدلالة على هذا المصطلح بأنه "عامل تعديل طول المسير".

ومن الناحية المثالية، ينبغي أن تكون طريقة التنبؤ بالتوهين الناجم عن المطر في مسير مائل امتداداً لطريقة التنبؤ الأرضية بالتوهين الناجم عن المطر، على أن يكون أحد المطارييف عند ارتفاع فوق ارتفاع المطر. وينبغي، من الناحية المثالية، أن يكون عامل تعديل طول المسير للمكونة الأفقية لمسير مائل هو نفس العامل المستخدم في النموذج الأرضي. وانطلاقاً من هذا الافتراض، من الضروري تحديد عامل "التكثيف الرأسي"، لمراعاة أحوال عدم التجانس في التوزيع الرأسي للمطر.

وتستخدم طريقة التنبؤ بالتوهين الناجم عن المطر، المعتمدة حالياً في التوصية ITU-R P.530 للوصلات الأرضية، مفهوم طول المسير الفعال لتأخذ في الحسبان التغير في شدة الأمطار على طول المسير، وتتطلب قيمة واحدة فقط من التوزيع التراكمي لشدة المطر، القيمة المتجاوزة بنسبة 0,01 في المائة من الزمن. وقد تم استقراء التوهين الناجم عن المطر لاحتمالات تجاوز مختلفة من التوهين المتجاوز لنسبة 0,01 في المائة من الزمن. وبما أن شكل توزيع احتمال التوهين يتوقف على المنطقة المناخية، فإن صيغة الاستقراء تتوقف على خط العرض. ومع ذلك، فإن هذا الإجراء يؤدي إلى انقطاعات غير مادية في توزيعات التوهين على الحدود بين مناطق خط العرض.

ويستخدم إجراء التنبؤ بالتوهين الناجم عن المطر في مسير مائل، المعتمد حالياً في التوصية ITU-R P.618، مفهوم عوامل تعديل المسير الرأسي والأفقى لمراعاة التغير في شدة المطر على طول مسير مائل. وعلى غرار طريقة التنبؤ للوصلات الأرضية، فإن طريقة التنبؤ لمسيرات مائلة تتطلب قيمة واحدة فقط من التوزيع التراكمي لشدة المطر، القيمة المتجاوزة لنسبة 0,01 في المائة من الزمن. ويتم استقراء التوهين الناجم عن المطر لاحتمالات تجاوز مختلفة عن التوهين المتجاوز لنسبة 0,01 في المائة من الزمن. وبما أن شكل توزيع احتمال التوهين يتوقف على المنطقة المناخية، فإن صيغة الاستقراء تتوقف على خط العرض. ومع ذلك، فإن هذا الإجراء يؤدي إلى انقطاعات غير مادية في توزيعات التوهين على الحدود بين مناطق خط العرض.

## 2.2.7 الوصلات أرض-فضاء

على غرار المسيرات الأرضية، من المستحسن استخراج إحصاءات توهين المسير من بيانات الأرصاد الجوية على المدى الطويل. بيد أن المشكلة أكثر تعقيداً، ذلك لأن توهين المسير يتوقف على البنية الرأسية وكذلك على البنية الأفقية للهواطل.

وقد تم اقتراح نماذج مختلفة لحساب البنية الرأسية [Brussaard, 1981]، وعدد من هذه الأساليب هي عبارة عن تمديدات لتلك التي وضعت لمسيرات أرضية [Fedi, 1980؛ Lin *et al.*, 1980؛ Rue, 1981؛ Moupfouma, 1984؛ Stutzman and Dishman, 1984؛ Garcia-Lopez *et al.*, 1988]. وتم اشتقاق نماذج أخرى على أساس دراسات مستفيضة لبنية المطر [Crane, 1980؛ Fedi and Paraboni, 1986؛ Leitao and Watson, 1986؛ Rue, 1988؛ Li *et al.*, 1987]. وفي الآونة الأخيرة، تم اقتراح عدة نماذج تستند إلى قياسات التوهين الناجم عن المطر في مسير مائل [Matricciani, 1991؛ Flavin, 1996؛ Gibbins and Walden, 2003؛ Zhao *et al.*, 2004, 2007؛ Silva Mello and Pontes, 2008].

وعامل تعديل طول المسير هو النهج المعتمد في أغلب الأحيان. وعامل التعديل للمسيرات المائلة أكثر تعقيداً إلى حد ما من عامل التعديل للمسيرات الأرضية لأن طول المسير عبر المطر لا يتحدد فقط بحكم هندسة الوصلة. وبدلاً من ذلك، يعتبر المسير عبر المطر بأنه يمتد من المحطة الأرضية حتى ارتفاع المطر. ويمكن استخراج المعلومات عن ارتفاع المطر من التوصية ITU-R P.839 من أجل خطوط العرض والطول المناسبة، إذا لم تكن هذه المعلومات معروفة للموقع موضع الاهتمام. لذلك هناك عاملان لتعديل طول المسير يستخدمان في طريقة التنبؤ بالتوهين في مسير مائل: عامل للمكونة الأفقية يراعي عدم تجانس المطر قرب مستوى سطح الأرض (كما هو الحال بالنسبة للمسيرات الأرضية)، وعامل للمكونة الرأسية يراعي التغير في معدل الأمطار بتغير الارتفاع.

وقد وضعت الطريقة المعتمدة في التوصية ITU-R P.618 [Dissanayake et al., 1997] بتطبيق عاملين لتعديل المسير: عامل للمكونة الأفقية وعامل للمكونة الرأسية. ويستخرج كلا عاملي التعديل هذين تجريبياً ويتوقفان على التردد، ومعدل المطر عند احتمال التجاوز بنسبة 0,01 في المائة، وارتفاع المطر، وطول المسير. وعلى غرار طريقة التنبؤ بالنسبة للوصلات الأرضية، تتطلب طريقة التنبؤ للمسيرات المائلة قيمة واحدة فقط من التوزيع التراكمي لشدة المطر، وهي القيمة المتجاوزة لنسبة 0,01 في المائة من الزمن. ويتم استقراء التوهين الناجم عن المطر ليشمل احتمالات تجاوز مختلفة عن التوهين المتجاوز لنسبة 0,01 في المائة من الزمن. وبما أن شكل توزيع احتمال التوهين يتوقف على المنطقة المناخية، فإن صيغة الاستقراء تتوقف على خط العرض. ومع ذلك، فإن هذا الإجراء يؤدي إلى انقطاعات غير مادية في توزيعات التوهين على الحدود بين مناطق خط العرض.

وقد أشارت اختبارات مكثفة أجريت على أساس الطرائق والبيانات المتاحة إلى أن الدقة التي يمكن الحصول عليها باستخدام الطريقة المعتمدة في التوصية ITU-R P.618 هي حوالي 25 إلى 30 في المائة على أساس عالمي. وهناك حاجة إلى بيانات إحصائية على المدى الطويل، وخاصة من المناطق المدارية، لتحسين دقة التنبؤ.

### 3.7 التنبؤ بالتوهين استناداً إلى بيانات الانتشار الراديوي

مع أن التنبؤ بالتوهين الناجم عن المطر يستند عادة إلى نموذج ما تستخدم فيه البيانات المناخية الخاصة بمكان معين أو منطقة معينة، فمن الضروري أو من المستحسن أحياناً اعتماد نهج غير نهج الأرصاد الجوية. وتوسيع نطاق إحصاءات التوهين الناجم عن المطر بحسب التردد هو أسلوب مفيد إذا توفرت بيانات التوهين المقيسة بالنسبة لموقع معين. ويتنبأ هذا الأسلوب بإحصاءات التوهين في تردد أو أكثر من الترددات بناءً على إحصاءات التوهين المقيسة عند تردد مختلف.

وقد اقترحت طرائق أكثر تطوراً لتدريج إحصاءات التوهين في الأديبات. وبالنسبة لمسيرات أرض-فضاء، يمكن إدراج تأثير زاوية الارتفاع؛ ولكن يبدو أن هذا التأثير لا يذكر [Rue, 1985]. وتستخدم طرائق مقترحة أخرى البيانات المقيسة في ترددات متعددة.

وطرائق التدريج قابلة للتطبيق عموماً بالمعنى الإحصائي، أي أنها تنطبق على متوسط احتمالات التجاوز على مدى فترة طويلة من الزمن.

وقد أجريت دراسات مستفيضة عن تدريج مجال التردد في الطرائق الإحصائية على المدى الطويل [COST 205, 1985b]؛ [Boithias, 1989؛ Upton et al., 1987] وتبين أن هذه الأساليب دقيقة في حدود 10 في المائة في مدى الاحتمال من 0,001 إلى 0,1 في المائة.

وهذا يشير إلى أن تطبيق طرائق تدريج مجال التردد استناداً إلى بيانات التوهين المقيسة قد يكون أفضل من التنبؤ بالتوهين استناداً إلى بيانات معدل الأمطار المقيسة، وذلك إذا توفرت بيانات إحصائية موثوقة للموقع المطلوب.

وقد لوحظ أن عامل التدريج يتأثر بالتغيرات من سنة لأخرى أكثر مما يتأثر بالتغيرات من موقع لآخر، ومن ثم يمكن أن تستخدم نفس الصيغة لمناطق مختلفة أيضاً.

ويلاحظ أن صيغ تدريج مجال التردد الحالية لا تأخذ الاستقطاب في الحسبان.

### 1.3.7 التدرج وحيد التردد: نسبة التوهين الثابتة

يمكن تطبيق الصيغة التجريبية التالية على أساس نسبة توهين ثابتة لتدرج مجال التردد بالنسبة لاستقطاب معين [Boithias and Battesti, 1981]:

$$(4.7) \quad \frac{A_1}{A_2} = \frac{g(f_1)}{g(f_2)}$$

حيث:

$$(5.7) \quad g(f) = \frac{f^{1.72}}{1 + 3 \times 10^{-7} f^{3.44}}$$

و  $A_1$  و  $A_2$  هما قيمتا التوهين (بوحددة dB) في ترددي  $f_1$  و  $f_2$  (بوحددة GHz) على التوالي، ويتم تجاوزهما باحتمال متساوٍ. وتنطوي هذه الصيغة على نسبة ثابتة من التوهين في الترددين، في حين أن النسبة الفعلية تتغير بتغير معدل المطر. ومع ذلك، تعطي هذه الصيغة نتائج معقولة على مدى تردد بجوالي 7 إلى 50 GHz ولقيم توهين موضع اهتمام عملياً.

### 2.3.7 التدرج وحيد التردد: نسبة التوهين المتغيرة

إذا كانت بيانات التوهين المقيسة الموثوقة في تردد وحيد متاحة، فيمكن استخدام الصيغة التجريبية التالية، استناداً إلى نسبة توهين متباينة دالة للتردد والتوهين، لتدرج مجال التردد على نفس المسير في مدى 7 إلى 55 GHz [Boithias, 1989]:

$$(6.7) \quad A_2 = A_1 \left( \frac{\varphi_2}{\varphi_1} \right)^{1-H(\varphi_1, \varphi_2, A_1)}$$

$$(7.7) \quad \varphi(f) = \frac{f^2}{1 + 10^{-4} f^2}$$

$$(8.7) \quad H(\varphi_1, \varphi_2, A_1) = 1.12 \times 10^{-3} \left( \frac{\varphi_2}{\varphi_1} \right)^{0.5} (\varphi_1 A_1)^{0.55}$$

حيث تقدر  $f$  بوحددة GHz.

### 3.3.7 التدرج المتعدد الترددات

يمكن استخدام إحصاءات التوهين في ترددين للتنبؤ بإحصاءات في تردد آخر [Hogg, 1973؛ Matricciani, 1980؛ Kheirallah and Olsen, 1981؛ Capsoni et al., 1980]. وتستخدم في طرائق أخرى البيانات التجريبية في ثلاثة ترددات مختلفة لاستخلاص معلمات نموذج إحصائي لجانبية شدة المطر [Muller, 1977؛ Harris and Hyde, 1977] أو لتوزيع حجم قطرات المطر المتوسط المسير [Furuhama and Ihara, 1981؛ Ihara and Furuham, 1981] للتنبؤ بتوهين في تردد آخر. ومن الصعب تحديد البنية المكانية لشدة المطر من مجرد قياسات الترددات الراديوية نظراً لتغير البنية الصغيرة للمطر [Fedi et al., 1977؛ Harden et al., 1978b]. [Debrunner, 1980].

### 4.3.7 التدرج الآني: التردد الوحيد

تستخدم في بعض التطبيقات، مثل النظم التي تستخدم التحكم في قدرة الوصلة الصاعدة لوصلات التغذية الساتلية الإذاعية، معرفة التوهين في تردد ما لتخفيف الخبو في تردد آخر. ولكي تنجح هذه الأساليب في تخفيف التوهين، يتطلب الأمر معرفة تغير نسبة التوهين الآني في الترددين. وتشير القياسات التي أجريت في أوروبا [COST 205, 1985b] إلى أن نسبة التوهين الآني لترددين في النطاق GHz 14-11 موزعة بحسب لوغاريتم عادي.

### 5.3.7 تدرّيج طول المسير في إحصاءات التوهين الناجم عن المطر لوصلات في خط البصر

إن تدرّيج إحصاءات التوهين المقيسة لأطوال مسيرات مختلفة أسلوب مفيد أيضاً داخل منطقة محدودة، وقد تم اقتراح العمل بأساليب تدرّيج متقارب لطول المسير [Rogers, 1976]. مثال ذلك، إذا هيمن على إحصاءات التوهين إما حدوث خلايا صغيرة نسبياً من الأمطار الغزيرة أو هواطل على نطاق واسع، فيمكن وصف تبعيتها لطول المسير بواسطة صيغة بسيطة. وفي الحالة الأولى، يكون الاحتمال  $P_2\{A\}$  بأن التوهين  $A$  تم تجاوزه على مسير طوله  $D_2$  يتناسب مع احتمال  $P_1\{A\}$  على مسير طوله  $D_1$  على النحو التالي:

$$(9.7) \quad P_2\{A\} = \frac{D_2 \cdot P_1\{A\}}{D_1}$$

وعلى افتراض حدوث هواطل على نطاق واسع، فإن التوهين  $A$  الذي يتم تجاوزه بحسب احتمال معين  $P$  يتناسب مع طول المسير:

$$(10.7) \quad P_2\{A_2\} = P_1 \left\{ \frac{D_1 A_2}{D_2} \right\}$$

حيث تشير  $P\{A\}$  إلى العلاقة الدالية بين الاحتمال  $P$  والتوهين  $A$ .

### 4.7 تغاير إحصاءات التوهين الناجم عن المطر

تلاحظ أعلى قيم التوهين نتيجة أحداث نادرة. ويتطلب الوصف الإحصائي الملائم لهذه الأحداث النادرة قياسات على مدى عدد من السنوات لتمكين الثقة في إحصاءات هذه الأحداث النادرة. وتبين القياسات الطويلة الأجل (5-9 سنوات) للتوهين الناجم عن المطر في أوروبا [COST 205, 1985c] أن التغاير من سنة لأخرى (المحدد بوصفه النسبة المئوية للتغاير في قيمة التوهين على المدى الطويل) يمكن أن يكون كبيراً: في نسبة 0,01 في المائة من الزمن، كان التغاير من سنة لأخرى أكبر من 25 في المائة. وفي هذه التجربة، وباستخدام سنوات متعاقبة ومتوسط منزلق، يحتاج الأمر لقياسات أربع سنوات للحد من إمكانية التغاير إلى قيمة أعلى من حوالي 8 في المائة.

### 5.7 القياسات الراديوية والرادارية

يمكن قياس التوهين بسهولة في المسيرات الأرضية. ويمكن قياس التوهين في كثير من المسيرات أرض-فضاء باستخدام الوصلات الهابطة الساتلية. ولكن هذه القياسات متاحة لعدد محدود من المواقع والترددات وزوايا الارتفاع. وتستخدم مناهج أخرى، مثل القياسات الراديوية والرادارية، الخصائص الفيزيائية للمائيات الجوية لاستنتاج التوهين.

وبفضل الأساليب الراديوية، يمكن استنتاج التوهين من قياسات درجة حرارة ضوء السماء أو يمكن استخدام الشمس كمصدر. ونظراً لأن العلاقة بين التوهين ودرجة حرارة ضوء السماء غير خطية، فإن القيمة القصوى للتوهين التي يمكن الاستدلال عليها بدرجة معقولة من الدقة محدودة. ولكن، في غياب مصدر إشارة وصلة هابطة متاحة، يوفر هذا الأسلوب الراديوي طريقة بسيطة لتقدير إحصاءات التوهين في أي موقع وفي أي زاوية ارتفاع [Brussaard, 1985]. ويمكن أن تنجم أخطاء الاستدلال عن تطبيق البيانات المستقاة من ترددات كانت فيها مساهمة التشتت في التوهين الكلي كبيرة [Zavody, 1974]. وقد أظهرت القياسات التي أجريت في المملكة المتحدة في ترددات في مدى 30 إلى 37 GHz أن من غير المرجح أن يتجاوز الخطأ في التقليل من مدى التوهين 15 في المائة من قيمة dB في الاستقطاب الرأسي، ولكن قد يصل إلى 35 في المائة في الاستقطاب الأفقي إذا أهمل التشتت. ولكن من الممكن على الأرجح، في تردد 20 GHz، تجاهل الخطأ لهذه الأحوال المناخية ذاتها للأغراض العملية [Chada and Lane, 1977].

ويوفر القياس الراديوي الشمسي قياسات مباشرة ودقيقة بما فيه الكفاية للتوهين عبر مدى دينامي من حوالي 15 dB. ومع ذلك، فإن البيانات المستقاة من قياس راديوي شمسي لها قابلية تطبيق محدودة، وذلك بسبب حركة الشمس وتجزؤ الإحصاءات جراء

الآثار النهارية. وبما أن أحداث هطول الأمطار الغزيرة لا تتوزع عموماً بشكل منتظم طوال يوم ما، فإن توزيعات التوهين المستقاة من القياس الراديوي الشمسي لها صلاحية محدودة ولا يوصى بها عموماً لتوفير إحصاءات توهين المسير.

ويمكن استخدام رصدات رادارات الطقس المعايير جيداً لتقدير التوهين على مسير مائل وذلك لأن الرادار قادر على رصد الأمطار عبر مساحات ومرتفعات واسعة [Crane, 1977]. وبالإضافة إلى تقدير إحصاءات التوهين الناجم عن المطر في مسير وحيد أرض-فضاء، فإن رصدات رادارات الطقس تستطيع أيضاً تقدير إحصاءات التوهين المشتركة في مسيرين منفصلين أو أكثر (تنوع المواقع) [Goddard and Cherry, 1984a؛ Rogers and Olsen, 1976].

وقد استخدمت عدة أنواع من الرادارات لهذا الغرض، بما في ذلك رادارات وحيدة التردد ورادارات ثنائية التردد ورادارات ثنائية الاستقطاب. وثمة قصور متأصل في الرادار وحيد التردد وهو عجزه عن تمييز المطر من الجليد، ذلك لأن للمطر والجليد علاقات مختلفة بين انعكاسية الرادار والتوهين النوعي. وقد تسهم طبقة الذوبان مساهمة كبيرة لا يمكن تقديرها بالوسائل نفسها التي تستخدم من أجل المطر. وترتبط انعكاسية الرادار بمعدل المطر بافتراض توزيع معين لحجم القطرات. وفي المناطق المحددة محلياً من المطر الشديد، تؤثر تغييرات توزيع حجم القطرات على العلاقة بين انعكاسية الرادار ومعدل المطر. وثمة طريقة للتغلب جزئياً على هذا القصور وهي استخدام الرادار وحيد التردد في وقت واحد مع أدوات رصد أخرى، مثل المقاييس الراديوية ومقاييس توزيع حجم القطرات وسرعتها وأجهزة قياس المطر والمنارات الساتلية. وتسمح معايرة الرادار مع واحد أو أكثر من هذه الأجهزة بتقدير إحصاءات التوهين بقدر أكبر من الدقة [Strickland, 1974؛ Hodge and Austin, 1977؛ Furuhashi et al., 1980؛ Goldhirsh, 1980؛ McEwan et al., 1980؛ Rogers et al., 1981]. وثمة طريقة أخرى لتجنب الأخطاء بسبب العلاقة المفترضة بين انعكاسية الرادار والتوهين النوعي وهي استخدام ترددتين، أحدهما عالي التوهين والآخر مهمل التوهين [Yamada et al., 1978؛ Joss et al., 1974]. وقد تبين أن هذه الطريقة تعطي مباشرة قياساً جيداً للتوهين الناجم عن المطر على امتداد حزمة الرادار في تردد عالي التوهين يصل إلى طبقة الذوبان [CCIR, 1978-82].

ويمكن استخدام الرادار ثنائي الاستقطاب للتمييز بين المطر وغيره من المائيات الجوية [McCormick and Hendry, 1975] ولتجاهل المناطق عالية الانعكاسية ولكنها مهملة التوهين بسبب جسيمات الجليد [Radio Science, 1984]. وبالإضافة إلى ذلك، يمكن تحديد خصائص توزيع حجم القطرات باستخدام أساليب الاستقطاب الثنائي [Hall et al., 1980]. وقد تبين أن هذا مؤشر تنبؤ جيد للتوهين على مسير أرض-فضاء، حتى لو لم ينشأ المسير في موقع رادار [Goddard and Cherry, 1984b].

## 6.7 تأخر الانتشار بسبب الهواطل

بالإضافة إلى التسبب في التوهين، يمكن أن تؤدي الهواطل إلى زيادة في تأخر الانتشار. وقد تم استخراج حسابات تأخر الطور وتأخر الزمرة النوعي عبر المطر من نظرية Mie للتشتت [Nuspl et al., 1975]. ويمكن الجمع بين هذه التنبؤات وإحصاءات معدل الأمطار وتقديرات طول المسير الفعلي للتنبؤ بإحصاءات تأخر المسير. وهناك أسلوب أكثر مرونة وأقل اعتماداً على توزيع حجم القطرات وهو توليف نسب التأخر/التوهين مع إحصاءات التوهين ومعدل المطر. ومع ذلك، ونظراً للأخطاء المحتملة بسبب سلوك "رنين" منحنيات تأخر الطور والزمرة عند ترددات عالية، يوصى بعدم استخدام هذه الأساليب إلا للترددات دون 15 GHz.

## 7.7 التوهين بسبب المائيات الجوية غير المطر

### 1.7.7 الهباء والضباب والسحب والبرد والثلج

ليس من الميسور تحويل قيم الغطاء السحابي المكانية (انظر الفصل 2) إلى نسب مئوية زمنية من التوهين، ولكن بعض أنماط السحب فقط (الطبقية والركامية والطبقية المزنية والركامية المزنية) تعتبر عوامل هامة تسهم في إحصاءات التوهين الناجم عن السحب [Dissanayake et al., 1997, 2001].

## 1.1.7.7 الموجات الصغيرة

أجريت دراسات عن التوهين الإضافي الناجم عن السحب على مسيرات أرض-فضاء في الولايات المتحدة والمملكة المتحدة في ترددات تصل إلى 150 GHz [Lai-iun Lo et al., 1975] و [CCIR, 1974-78]. ويوضح الجدول 1.7 مدى القيم التي يرجح أن تصادف في الترددات بين 95 و 150 GHz. وبالنسبة للسحب المنتشرة على نطاق واسع، من المتوقع أن يتفاوت التوهين تقريباً بمثابة قاطع تمام  $\theta$ ، حيث  $\theta$  هي زاوية الارتفاع. وتبين التوصية ITU-R P.840 قيم مُعامل التوهين النوعي بوصفه دالة التردد لدرجات حرارة تتراوح ما بين -8 و 20 درجة مئوية.

## الجدول 1.7

التوهين في الغلاف الجوي في الاتجاه الرأسي للترددين 95 GHz و 150 GHz،  
بلدة سلاو، المملكة المتحدة: أكتوبر 1975 – مايو 1976

التردد	GHz 95	GHz 150
التوهين (dB) في الهواء الصافي: محتوى بخار الماء في مستوى السطح 4-11 g/m <sup>3</sup>	1-0,7	3-1
توهين إضافي (dB) بسبب السحب: الطبقة الركامية الركامية الصغيرة في طقس صحو الركامية الكبيرة الركامية المزنية (سحب مطرية) الطبقة المزنية (سحب مطرية)	1-0,5 0,5 1,5 7-2 4-2	1-0,5 0,5 2 8-3 7-5

وتم اشتقاق نموذج شبه تجريبي لتقدير الإحصاءات التراكمية السنوية للتوهين الناجم عن السحب من بيانات الرطوبة على سطح الأرض ودرجة الحرارة من القياسات الراديوية في الترددين 20 و 30 GHz [Dintelmann and Ortgies, 1989].

ونظراً للاختلاف في خصائص العازل، فإن التوهين بسبب السحب الجليدية أقل بحوالي مرتبتين من السحب المائية بنفس محتوى الماء حتى 35 GHz [Crane, 1977]. وفي ترددات أعلى قد تؤدي مساهمة السحب الجليدية إلى توهين لا بأس به.

وتأثير الثلج الجاف ضئيل على التوهين في الترددات دون حوالي 30 GHz. وفي التردد 30 GHz ومعدل مطر مكافئ بمقدار 10 ميلليمتر/ساعة، يكون التوهين النوعي المتوقع  $3 \sim \text{dB/km}$  [Battan, 1973]. وبالنسبة لترددات أعلى، أظهرت عدة قياسات أهمية التوهين الناجم عن الثلج الجاف [Misme, 1966]. وقد يكون التوهين بسبب البرد كبيراً في ترددات منخفضة في حدود 2 GHz. ويبدو أن أهمية البرد تقتصر على احتمالات التجاوز الأقل من 0,001 في المائة من الزمن في معظم المناطق المناخية.

ومع أن الثلج الرطب يمكن أن يؤدي إلى توهين أكبر من معدل المطر المكافئ، فإن قياسات الانتشار في اليابان [Takada and Nakamura, 1966]، والاتحاد السوفياتي السابق [Nadenenko and Sviatogor, 1974] وسويسرا [Debrunner, 1980] تشير إلى أن الثلج الرطب ليس له تأثير كبير على إحصاءات التوهين. وقد يكون لانحطاط خصائص الهوائي بسبب تراكم الثلج والجليد أهمية أكبر من الثلج على طول المسير.

## 2.1.7.7 الأشعة المرئية وتحت الحمراء

الأهباء موجودة دائماً في الغلاف الجوي إلى حد ما. وللأسف، فإن تكوينها وتوزيع حجمها وتركيزها متغيراً للغاية، والتنبؤ بالتوهين الناجم عن الأهباء أمر صعب للغاية. ومع أن تركيز الأهباء يرتبط ارتباطاً وثيقاً بالرؤية البصرية، فليس هناك من توزيع فريد لحجم الجسيمات بالنسبة لرؤية معينة. ونتيجة لذلك، لا يمكن تقدير التوهين إلا من بيانات الرؤية بواسطة

إجراءات تجريبية تقريبية للغاية يجب أن تستخدم بحذر. وهناك عامل يزيد من تعقيد المسألة وهو تبعية حجم الأهباء للرطوبة النسبية. ونتيجة لذلك، لا يمكن في الوقت الحاضر سوى توفير تقدير عام للتباين في التوهين إزاء طول الموجة على أساس عدد قليل من التوزيعات التمثيلية لحجم الجسيمات. وتتضمن البرمجية LOWTRAN 6 [Kneizys et al., 1983] نماذج لتوهين الإشارات البصرية بسبب الأهباء.

ويعطي الشكل 2.7 مؤشراً عن التوهين النوعي بسبب الأهباء إزاء طول الموجة. ويفترض وجود ثلاثة نماذج مختلفة لتوزيع حجم الأهباء: الريفية، والحضرية (التي تشمل جزيئات السخام)، والبحرية (رذاذ البحر عموماً). وتبين أن تركيز الأهباء يقابل رؤية بصرية (عند حوالي 0,6  $\mu\text{m}$ ) قدرها 25 كيلومتراً للمجموعة العليا من المنحنيات و5 كيلومترات للمجموعة السفلى من المنحنيات. وبالنسبة لنموذج معين، يتناقص التوهين بتزايد طول الموجة، ويكشف النموذج البحري عن أكبر قدر من التوهين. وتفترض البيانات لهذا النموذج سرعة رياح معتدلة، ومسير يقع ضمن أول 100 متر فوق مستوى سطح البحر، ورطوبة نسبية بحوالي 80 في المائة. أما في حال رطوبة نسبية قدرها 95 في المائة فقد يكون التوهين النوعي ثلاثة أضعاف القيم المبينة في الشكل.

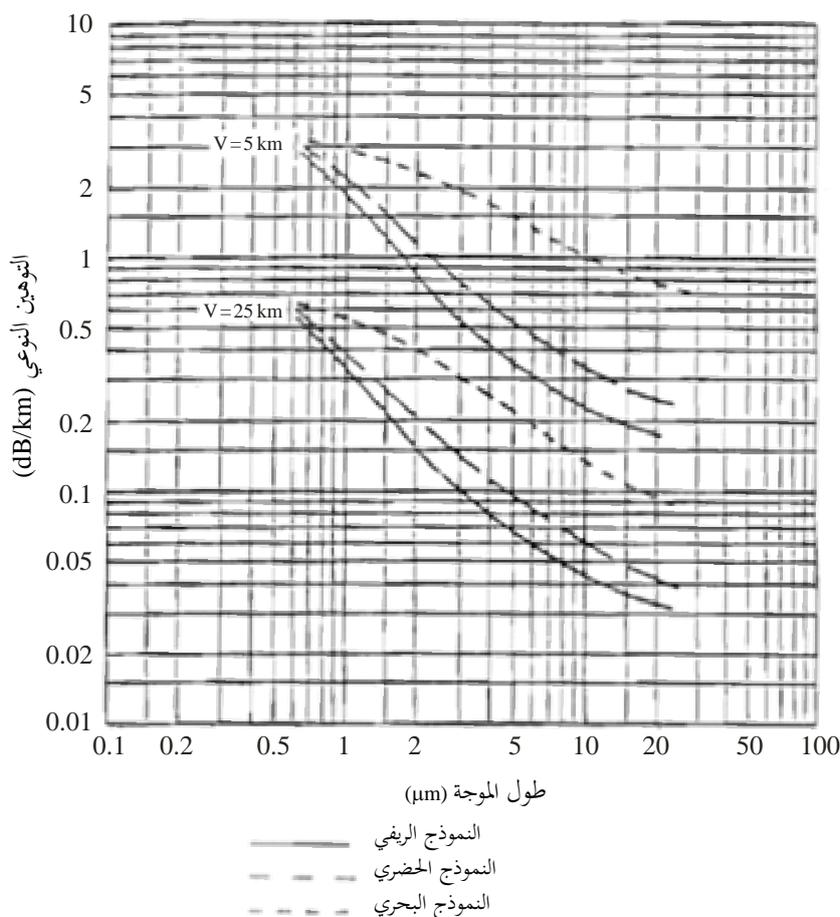
وثمة صيغة تقريبية، ولكنها مفيدة، للتوهين الناجم عن الأهباء في المدى المرئي (حوالي 0,6  $\mu\text{m}$ ) بوصفه دالة الرؤية وهي:

$$\alpha \text{ (dB/km)} = 17/V \quad (11.7)$$

حيث  $V$  هي الرؤية مقدرة بالكيلومترات.

### الشكل 2.7

التوهين النوعي الناجم عن الأهباء بوصفه دالة للرؤية،  $V$



Radio-Meteo. 07-02

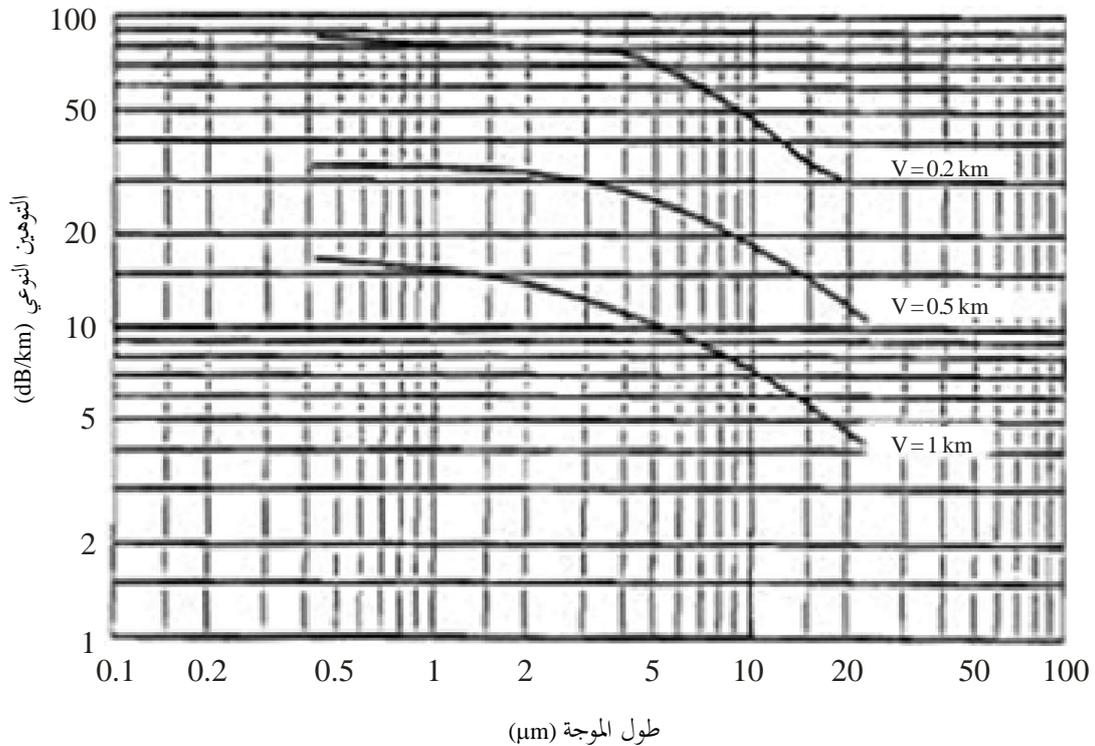
ويتوقف التوهين الناجم عن الضباب على توزيع حجم القطرات، وعملية التنبؤ بالتوهين مشكلة معقدة نظراً لتباين توزيع حجم القطرات (وصعوبة قياسه). فإذا كان الحد الأقصى لنصف قطر القطرة أقل من 10  $\mu\text{m}$ ، فإن أطوال الموجات في حوالي 10  $\mu\text{m}$

تتعرض لقدر أقل من التوهين مما تتعرض له أطوال الموجات في الطيف المرئي. وإذا كان لغالبية القطرات نصف قطر أكبر من  $10 \mu\text{m}$ ، فالعكس هو الصحيح. ومن ثم لا يوفر استخدام الرؤية البصرية لتوصيف الضباب سوى أساس تقريبي للتنبؤ بالتوهين. فبالنسبة لرؤية معينة مثلاً، يحتوى الضباب الساحلي عموماً على قدر أكبر من الماء السائل مما يحتويه الضباب القاري. ومع ذلك، فإن الرؤية معلمة عملية كثيراً ما تستخدم. ويبين الشكل 3.7 الاتجاه العام للتوهين الناجم عن الضباب بوصفه دالة لطول الموجة وإمكانية الرؤية. وتعتمد هذه النتائج إلى حد كبير على العمليات الحسابية، لكنها متسقة إلى حد معقول مع القياسات القليلة المتاحة. وتبين نتائج Chu and Hogg [1968]، مثلاً، الاتجاه العام للتوهين الناجم عن الضباب الذي يتناقص بتزايد طول الموجة اعتباراً من  $0,6 \mu\text{m}$ . ومع ذلك، هنالك بعض الرصدات التي لا تتفق مع هذا الاتجاه، وذلك نتيجة لتوزيعات حجم القطرات غير العادية.

ويبين الشكل 3.7 أن الضباب، حتى المعتدل منه حيث تصل الرؤية إلى 500 متر، يمكن أن يتسبب في قدر كبير من التوهين في الأشعة الضوئية والأشعة تحت الحمراء.

### الشكل 3.7

#### التوهين النوعي الناجم عن الضباب بوصف دالة للرؤية، $V$



Radio-Meteo. 07-03

والتوهين النوعي الناجم عن السحب أكثر أهمية من التوهين الناجم عن الضباب. ويعطي الجدول 2.7 القيم المحسوبة للتوهين النوعي لمختلف أنماط السحب بوصفها دالة لطول الموجة،  $\lambda$ . وتؤدي السحب الركامية في طقس صحو إلى توهين نوعي أكبر من  $0,05 \text{ dB/m}$ ، وتؤدي السحب الطبقيّة المزنية (الممطرة) إلى توهين نوعي بحوالي  $0,5 \text{ dB/m}$ .

## الجدول 2.7

## التوهين (dB/m) في الأشعة المرئية والأشعة تحت الحمراء في السحب

$\lambda$ ( $\mu\text{m}$ )					نقط السحب
10	5	3	1	0,5	
0,05	0,1	0,1	0,095	0,09	ركامي في طقس صحو
0,12	0,21	0,2	0,18	0,18	طبقي ركامي
0,5	0,65	0,6	0,6	0,5	طبقي مزني (مطر)

وآثار التشتت المتعدد هامة في انتشار الضوء عبر الضباب والسحب. وبما أن الضوء المتأثر بالتشتت المتعدد ينكشف بعد التجميع مع المسير المباشر، فإن التشتت المتعدد بسبب جسيمات المكونة الصغيرة يتسبب في انحناء التماسك، وتشتت الزمن والتردد، وزوال الاستقطاب، بالإضافة إلى التوهين الذي نوقش سابقاً.

وفي حالة انتشار أفقي بالقرب من سطح الأرض، تكون آثار الضباب أهم من آثار السحب. وليس هناك في الوقت الراهن نماذج متاحة عموماً؛ ومع ذلك، قد يكون من المفيد استخدام نموذج للاتصالات البصرية الزرقاء-الخضراء عبر الضباب [Mooradian et al., 1979]. وفي الانتشار البصري أرض-فضاء تكون آثار السحب أكبر. وقد أجري تحليل نظري باستخدام المحاكاة الحاسوبية [Aruga and Igarashi, 1981] لبيان آثار السحب على الاستقطاب والشدة.

وهناك عدد قليل جداً من نتائج التوهين الناجم عن الثلج. ويشير Chu و Hogg [1968] إلى أن التوهين يميل بصفة عامة إلى زيادة طفيفة بتزايد طول الموجة في المدى من 0,6 إلى 10  $\mu\text{m}$ . وقد يصل التوهين في أحوال الثلج الخفيف إلى حوالي 8 dB/km عند 0,6  $\mu\text{m}$  وإلى 10 dB/km عند 10  $\mu\text{m}$ . وفي أحوال الثلج الكثيف، قد تكون هذه القيم ضعف ما هي عليه.

## 8.7 التوهين الناجم عن العواصف الرملية والترابية

من شأن العواصف الرملية والترابية أن توهن الموجات الكهرمغناطيسية على غرار آليات المائيات الجوية. ويمكن تقييم خصائص التوهين الناجم عن الجسيمات الرملية والترابية باستخدام نظرية تشتت Rayleigh في أطوال الموجات السنيمترية ونظرية Mie في موجات أقصر من ذلك. والبيانات عن الخصائص الجوية للعواصف الرملية والترابية غير كافية حالياً لتمكين إجراء حسابات دقيقة لإحصاءات التوهين، ولكن من المتوقع أن تكون الآثار ضئيلة جداً بالنسبة لمعظم المواقع.

وتشير الحسابات النظرية للنطاق 3-37 GHz [Ansari and Evans, 1982] إلى أن معدل التوهين، بوحدة dB/km، في العواصف الرملية والترابية يتناسب عكساً مع مدى الرؤية. وتتوقف القيم بشدة على المحتوى من الرطوبة، وخاصة في المدى حتى 20 في المائة. وبالنسبة للقيم المحتملة لتوزيع حجم الجسيمات، يبلغ التوهين حوالي 0,03 و 0,15 dB/km في ترددي 14 و 37 GHz، على التوالي للجسيمات الجافة والرؤية في حدود 100 متر. وبالنسبة للجسيمات الرطبة (محتوى الرطوبة 20 في المائة) تكون القيمتان المقابلتان هما حوالي 0,65 و 1,5 dB/km.

وتشير القياسات المختبرية في التردد 10 GHz لظروف محاكاة الرمل والتراب إلى أنه، بالنسبة لتركيزات أقل من 5-10 g/cm<sup>3</sup>، يكون التوهين المقابل أقل من 0,1 dB/km لجسيمات الرمل و 0,4 dB/km لجسيمات التراب [Ahmed and Auchterlonie, 1976].

وبالنسبة لتوزيعات جزئيات متماثلة، يكون معامل التوهين متناسباً خطياً مع نصف قطر الجسيم. وربما تتطلب آثار الانتشار الهامة في الموجات السنيمترية إما تركيزات عالية من الجسيمات (ما يقابل مدى رؤية لا يزيد عن 10 إلى 20 متراً) أو محتويات رطوبة عالية أو كليهما [Bashir et al, 1980].

وقد وضع McEwan وآخرون [1985] نموذجاً كاملاً للتنبؤ بالتوهين. وترد مراجعة لهذا الموضوع أيضاً في [Brussaard and Watson, 1995].

## المراجع

- AHMED, I.Y. and AUCHTERLONIE, L.J. [1976] Microwave measurement 3 on dust, using an open resonator, *Electron. Lett.*, Vol. 12, 17, 445.
- AJAYI, G.O. [1985] Rain induced attenuation and phase shift at cm and mm waves using a tropical raindrop-size distribution model, *Proc. Int. Symp. Antennas and Propagation, ISAP'85, Kyoto, Japan*, 1095.
- AJAYI, G.O. and OLSEN, R.L. [1985] Modelling of a tropical raindrop-size distribution for microwave and millimetre wave applications, *Radio Sci.*, Vol.20, 193.
- ANSARI, A.J. and EVANS, B.G. [1982] Microwave propagation in sand and dust-storms. *Proc. IEE*, Vol. 129, Part F, 5, 315-322.
- ARUGA, T. and IGARASHI, T. [1981] Narrow beam light transfer in small particles: image blurring and depolarization, *Appl. Opt.*, Vol. 20, 2698-2705.
- ÅSEN, W., GIBBINS, C.J. [2002] A comparison of rain attenuation and drop size distributions measured in Chilbolton and Singapore, *Radio Science*, vol. 37, no. 3, 6-1 to 6-14.
- ASSIS, M.S. and EINLOFT, C.M. [1977] A Simple Method for Estimating Rain Attenuation Distributions, *Proc. URSI, La Baule*, 301-304.
- ASSOULINE, S. and MUALEN, Y. [1989] The similarity of regional rainfall: a dimensionless model of drop size distribution, *Trans. ASAE*, 32, 1216 – 1222.
- AWAKA, J., IHARA, T., MANABE, T., KITAMURA, K. and FURUHAMA, Y. [1987] Statistical results of millimeter wave propagation experiment on the basis of 5-year data. *IEE Conf. Publ. No.274, Proc. Fifth Int. Conf. on Antennas and Propagation (ICAP 87), York, UK*, 43-46.
- BASHIR, S.O., DISSANAYAKE, A.W. and McEWAN, N.J. [1980] Predictions of forward scattering and cross-polarization due to dry and moist habob and sandstorms in Sudan in the 9.4 GHz band, *Telecom. J.*, Vol. 47, VII, 462-467.
- BATTAN, L.J. [1973] *Radar observations of the atmosphere*, The University of Chicago Press, Chicago and London.
- BATTESTI, J. and BOITHIAS, L. [1978] 6th Colloquium on Microwave Communications, Budapest, Hungary.
- BEARD, K.V. [1976] Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft, *J. Atmos. Sci.*, 33, 851-864.
- BERTOK, E., De RENZIS, G. and DRUFUCA, G. [1977] Estimate of attenuation due to rain at 11 GHz from rain-gauge data. *Proc. URSI, Open Symposium on Propagation in Non-Ionized Media, La Baule, France*, 295-300.
- BEST, A.C. [1950] Empirical formulae for the terminal velocity of water drops falling through the atmosphere, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 76, 302-311.
- BOITHIAS, L. and BATTESTI, L. [1981] Au sujet de la dépendance en fréquence de l'affaiblissement dû à la pluie, *Ann. des Télécomm.*, Vol. 36, 7-8, 483.
- BOITHIAS, L. [1989] Frequency scaling for rain attenuation, *Ann. des Télécomm.*, Vol.44, 5-6, 186-198.
- BOITHIAS, L. [1990] ITU-R Doc 5A/40.
- BRUSSAARD, G. [1981] Prediction of attenuation due to rainfall on Earth-space links, *Radio Sci.*, Vol. 16, 5, 745-760.
- BRUSSAARD, G. [1985] *Radiometry: a useful prediction tool?* ESA publication SP-1071.

- BRUSSAARD, G. and WATSON, P.A. [1995] Atmospheric modelling and millimetre wave propagation, Chapman and Hall, London, ISBN 0-412-56230-8.
- BRYANT, G.F., ADIMULA, I., RIVA, C. and BRUSSAARD, G. [1999] Rain Attenuation Statistics from Rain Cell Diameters and Heights, International Journal of Satellite Communications.
- CAPSONI, C., METRICCIANI, E. and PARABONI, A. [1980] First attempts of modelling the Earth-to-space radio propagation using SIRIO measurements in the 11 and 18 GHz bands, Proc. URSI (Commission F) International Symposium on Effects of the lower atmosphere on radio propagation at frequencies above 1 GHz, Lennoxville, Canada.
- CAPSONI, C., FEDI, F., MAGISTRONI, C., PARABONI, A and PAWLINA, A. [1987] Data and theory for a new model of the horizontal structure of rain cells for propagation applications, Radio Science, Vol. 22, 395-404.
- CHADA, R. and LANE, J.A. [1977] Effect of scattering in measurements of rain attenuation by passive radiometry, Electron. Lett., Vol. 13, 7, 177-178.
- CHU, T.S. and HOGG, D.C. [1968] Effects of precipitation on propagation at 0.63, 3.5 and 10.6 microns. BSTJ, Vol. 47, 5, 723-759.
- COST 205 [1985a] Influence of the atmosphere on Earth-satellite radio propagation at frequencies above 10 GHz: Precipitation studies. COST-Project 205 - Report EUR 9923 EN. Also in Alta Frequenza, Vol. LIV, 3, 116-132.
- COST 205 [1985b] Influence of the atmosphere on Earth-satellite radio propagation at frequencies above 10 GHz: Frequency and polarization scaling of rain attenuation, COST-Project 205 - Report EUR 9923 EN. Also in Alta Frequenza, Vol. LIV, 3, 157-181.
- COST 205 [1985c] Influence of the atmosphere on Earth-satellite radio propagation at frequencies above 10 GHz: Statistical properties of attenuation due to rain. COST-Project 205 - Report EUR 9923 EN, Also in Alta Frequenza, Vol. LIV, 3, 133-139.
- CRANE, R.K. [1977] Prediction of the effects of rain on satellite communication systems, Proc. IEEE, Vol. 65, 3, 456-474.
- CRANE, R.K. [1980] Prediction of attenuation by rain. IEEE Trans. Comm., Vol. COM-28, 9 (ISSN 0090-6778), 1717-1733.
- DEBRUNNER, W.E. [1980] The prediction of rain attenuation statistics, Ann. des Télécomm., Vol. 35, 11-12.
- DER-PHONG, L. and HSING-YI, C. [2002] An empirical formula for the prediction of rain attenuation in frequency range 0.6 - 100 GHz. IEEE Transactions on Antennas and Propagation, Volume: 50, Issue: 4, 545 – 551.
- DINTELMANN, F. and ORTGIES, G. [1989] Semi-empirical model for cloud attenuation prediction, Elec. Letts., Vol. 25, 1487-1488.
- DISSANAYAKE, A., ALLNUTT, J. and HAIDARA, F. [1997] A prediction model that combines rain attenuation and other propagation impairments along Earth satellite paths, IEEE Transactions on Antennas and Propagation, Vol. 45, No. 10, 1546-1558.
- DISSANAYAKE, A., ALLNUTT, J. and HAIDARA, F. [2001] Cloud attenuation for SHF and EHF applications, Int. J. Satell. Commun., vol. 19, 335-345.
- DISSANAYAKE, A., ALLNUTT, J. and HAIDARA, F. [2002] A Prediction Model that Combines Rain Attenuation and Other Propagation Impairments Along Earth-Satellite Paths', Online Journal of Space Communications, 2, 36.
- DRUFUCA, G. [1974] Rain attenuation statistics for frequencies above 10 GHz from rain-gauge observations, J. de Recherches Atm., 399-411.
- DUTTON, E.J., DOUGHERT, H.T. and MARTIN, R.F. [1974] Prediction of European rainfall and link performance coefficients at 8 to 30 GHz, NTIS, US Department of commerce, Report AD/A-000804.

- FEDI, F., MERLO, U. and MIGLIORINI, P. [1977] Effect of rain structure profile along a path on rain induced attenuation, *Ann. des Télécomm.*, Vol. 32, 11-12.
- FEDI, F. [1980] Rain attenuation on Earth-satellite links: a prediction method based on point rainfall intensity. *Proc. URSI (Commission F) International Symposium on Effects of the lower atmosphere on radio propagation at frequencies above 1 GHz*, Lennoxville, Canada.
- FEDI, F. [1981] Prediction of attenuation due to rainfall on terrestrial links, *Radio Sci.*, Vol. 16, 5, 731-743.
- FEDI, F. and PARABONI, A. [1986] A new prediction method for attenuation beyond 10 GHz based on a model of raincells characterized by exponential shape, *Proc. URSI (Commission F) Symposium*, Durham, USA.
- FIMBEL, J. and JUY, M. [1977] Affaiblissements différentiels à 13 GHz sur 53 km - comparaison à des mesures simultanées à 20,5 GHz, *Ann. des Télécomm.*, Vol. 32, 11-12, 454-458.
- FLAVIN, R.K [1996] Satellite link rain attenuation in Brisbane and a proposed new model for Australia, Telstra Research Laboratories, Report N. 8375.
- FURUHAMA, Y., IHARA, T., FUJITA, M., SHINOZUKA, T., NAKAMURA, K. and AWAKA, J. [1980] Propagation characteristics of millimetre and centimetre waves of ETS-II classified by rainfall types, *Ann. des Télécomm.*, Vol. 36, 24-32.
- FURUHAMA, Y. and IHARA, T. [1981] Remote sensing of path-averaged raindrop-size distributions from microwave scattering measurements, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, Vol. AP-29, 275-281.
- GARCIA-LOPEZ, J.A., HERNANDO, J.M. and SELGA, J.M. [1988] Simple rain attenuation prediction method for satellite radio links, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, Vol.36, 3, 444-448.
- GIBBINS, C.J., WALDEN, C.J. [2003] A study into the derivation of improved rain attenuation regression coefficients, *Radicommunications Agency Report No. AY4359*, available from <http://www.radio.gov.uk/topics/research/research-index.htm>
- GODDARD, J.W.F. and CHERRY, S.M. [1984a] Site diversity advantage as a function of spacing and satellite elevation angle derived from dual-polarization radar data, *Radio Sci.*, Vol.19, 231-237.
- GODDARD, J.W.F. and CHERRY, S.M. [1984b] Quantitative precipitation measurements with dual linear polarization radar, *22nd Conference on Radar Meteorology*, Zürich, Switzerland.
- GOLDBIRSH, J. [1980] Estimation of slant path rain attenuation using radar - A comparative analysis of radar derived and beacon measured fade over a multi-season period. *Proc. URSI Commission F International Symposium on Effects of the lower atmosphere on radio propagation at frequencies above 1 GHz*, Lennoxville, Canada.
- GUNN, R. and KINZER, G.D. [1949] The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteorol.*, Vol. 6, 4, 243-248.
- HALL, M.P.M., CHERRY, S.M., GODDARD, T.W. and KENNEDY, E.R.K. [1980] Raindrop size, and rainfall rate measured by dual polarization radar, *Nature*, Vol. 285, 5762, 195-198.
- HARDEN, B.N., NORBURY, J.R. and WHITE, W.J.R. [1978a] Estimation of attenuation by rain on terrestrial radio links in the UK at frequencies from 10 to 100 GHz. *IEE J. Microwaves, Optics and Acous.*, Vol. 2, 4, 97-104.
- HARDEN, B.N., NORBURY, J.R., TRACEY, M.A. and WHITE, W.J.R. [1978b] Attenuation ratios and paths diversity gains observed in rain on a network of short terrestrial links at frequencies near 11, 20 and 36 GHz. *IEE Conf. Proc. No. 169*.
- HARRIS, J.M. and HYDE, G. [1977] Preliminary results of COMSTAR 19/29 GHz beacon measurements at Clarksburg, Maryland, *COMSAT Tech. Rev.*, Vol. 7, 599-629.
- HAWORTH, D.P. [1980] Plane wave spectrum treatment of microwave scattering by hydrometeors on an earth-satellite link, *AGARD Conf. Proc. No. 284*.

- HODGE, D.B. and AUSTIN, G.L. [1977] The comparison between radar- and radiometer-derived rain attenuation for Earth-space links, *Radio Sci.*, Vol. 12, 5, 733-740.
- HOGG, D.C. [1973] Intensity and extent of rain on Earth-space paths, *Nature*, Vol. 43, 337-338.
- HOUZE, R.A. [1977] Stratiform rain in regions of convective: a meteorological paradox? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 3, 230-255.
- IHARA, T. and FURUHAMA, Y. [1981] Experimental study of frequency scaling of centimetre and millimetre wave rain attenuation, *Trans. Inst. Electron. Comm. Engrs., Japan*, Vol. E64, 497-498.
- IHARA, T., FURUHAMA, Y. and MANABE, T. [1984] Inference of raindrop-size distribution from rain attenuation statistics at 12, 35 and 82 GHz. *Trans. IECE Japan*, Vol.E67, 4, 211-217.
- JOSS, J., THAMS, J.C. and WALDVOGEL, A. [1968] The variation of raindrop-size distribution at Locarno, *Proc. of International Conference on Cloud Physics*, Toronto, Canada.
- JOSS, J., CAVALLI, R. and CRANE, R.K. [1974] Good agreement between theory and experiment for attenuation data. *J. de Recherches Atm.*, Vol. 8, 299-318.
- KHARADLY, H.M.Z. and CHOI, A.S.V. [1988] A simplified approach to the evaluation of EMW propagation characteristics in rain and melting snow, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, AP-36, 282-296.
- KHEIRALLAH, H.N. and OLSEN, R.L. [1981] Comparison of a one- and a two-frequency technique for frequency scaling of rain attenuation statistics, *Electron. Lett.*, Vol. 18, 2, 51-53.
- KNEIZYS, F.X., SHETTLE, E.P., GALLERY, W.O., CHETWYND Jr., J.H., ABREU, L.W., SELBY, J.E.A. and FENN, R.W. [1983] Atmospheric transmittance/radiance: computer code LOWTRAN 6. AFGL-TR-80-00187, Air Force Geophysical Laboratory, Lexington MA, USA 01731.
- LAI-IUN LO, FANNIN, B.M. and STRAITON, A.W. [1975] Attenuation of 8.6 and 3.2 mm radio waves by clouds, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, Vol. AP-23, 782-786.
- LAWS, J.O. and PARSONS, D.A. [1943] The relation of raindrop size to intensity, *Trans. Amer. Geophys. Union*, Vol. 24, 452-460.
- LEITAO, M.J. and WATSON, P.A. [1986] Method for prediction of attenuation on Earth-space links based on radar measurements of the physical structure of rainfall, *IEE Proc.*, 133, 4, 429-440.
- LI, H.J., ZHANG, C.Q., LIAO, L. and ZHANG, G.F. [1987] An improved model for the prediction of rain attenuation statistics. *IEE Conf. Publ. No.274, Proc. Fifth Int. Conf. on Antennas and Propagation (ICAP 87)*, York, UK, 226-229.
- LI, L.W., KOOL, P.S., LEONG, M.S. and YEO, T.S. [2000] Integral equation approximation to microwave specific attenuation by distorted raindrops: the Pruppacher-and-Pitter model, *Electrotechnology 2000: Communications and Networks*. [in conjunction with the] *International Conference on Information Engineering*, 3-7, 600 – 604.
- LIN, S. H. [1977] Nationwide long-term rainrate statistics and empirical calculation of 11 GHz microwave rain attenuation, *Bell Syst. Tech. J.*, 56, 1581 – 1604.
- LIN, S.H., BERGAMANN, H.J. and PARSLEY, M.V. [1980] Rain attenuation on Earth-satellite paths - Summary of 10-year experiments and studies, *BSTJ*, Vol.59, 183-228.
- LIST, R., DONALDSON, N.R. and STEWARD, R.E. [1987] Temporal evolution of drop spectra to collisional equilibrium in steady and pulsating rain, *J. Atmosph. Sci.*, 44, 362-372.
- MAGGIORI, D. [1981] Computed transmission through rain in the 1-400 GHz frequency range for spherical and elliptical drops and any polarization, *Alta Frequenza*, Vol. L, 5, 262-273.
- MAITRA, A. and GIBBINS, C. J. [1999] Modeling of raindrop size distributions from multiwavelength rain attenuation measurements, *Radio Sci.*, 34, 657 – 666.
- MANABE, T., IHARA, T. and FURUHAMA, Y. [1984] Inference of drop size distribution from attenuation and rain rate measurements, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, AP-32, 474 – 478.

- MARSHALL, J.S. and PALMER, W.McK. [1948] The distribution of raindrops with size. *J. Meteorol.*, Vol. 5, 165-166.
- MASSAMBANI, O. and RODRIGUES, C.A.M. [1987] Tropical rain attenuation of microwaves as predicted from drops size distribution measurements, *Proc. Int. Microwave Symp.*, Rio de Janeiro, 2, 1025-1031.
- MATRICCIANI, E. [1980] Earth-space rain cell modelling through SIRIO propagation data, *Electron. Lett.*, Vol. 16, 81-82.
- MATRICCIANI, E., [1991] Rain attenuation predicted with two-layer rain model, *European Transactions on Telecommunication*, Vol. 2, 6, 715-727.
- MATRICCIANI, E. [1996] Physical-mathematical model of the dynamics of rain attenuation based on rain rate time series and a two-layer vertical structure of precipitation, *Radio Science*, Vol. 31, 281-295.
- McCORMICK, G.C. and HENDRY, A. [1975] Principles for the radar determination of the polarization properties of precipitation, *Radio Sci.*, Vol. 10, 4, 421-434.
- McEWAN, N.J., ALVES, A.P., POON, H.W. and DISSANAYAKE, A.W. [1980] OTS propagation measurements with auxiliary instrumentation. *Proc. URSI (Commission F) International Symposium on Effects of the lower atmosphere on radio propagation at frequencies above 1 GHz*, Lennoxville, Canada.
- McEWAN, N.J., BASHIR, S.O., CONNOLLY, C. and EXCELL, D. [1985] The effect of sand and dust particles on 6/4 and 14/11 GHz signals on satellite-to-Earth paths, University of Bradford, Report 379.
- MISHCHENKO, M. I., HOVENIER, J. W. and TRAVIS, L. D. [2000] *Light Scattering by Non-Spherical Particles. Theory, Measurements and Applications*, Academic Press, San Diego, Ca., USA.
- MISME, P. [1966] Etude expérimentale de la propagation des ondes millimétriques dans les bandes de 5 et 3 mm, *Ann. des Télécomm.*, Vol. 21, 1-2, 226-234.
- MISME, P. and FIMBEL, J. [1975] Détermination théorique et expérimentale de l'affaiblissement par la pluie sur un trajet radioélectrique, *Ann. des Télécomm.*, Vol. 30.
- MISME, P. and WALDTEUFEL, P. [1980] A model for attenuation by precipitation on a microwave earth-space link, *Ra. Sci.*, Vol.15, 655-667.
- MOORADIAN, G.C., GELLER, M., STOTTS, L.B., STEPHENS D.H. and KRAUTWALD, R.A. [1979] Blue-green pulsed propagation through fog. *Appl. Opt.*, Vol. 18, 429-441.
- MORITA, K. and HIGUTI, I. [1976] Prediction methods for rain attenuation distributions of micro and millimetre waves, *Rev. Elec. Comm. Labs.*, Vol. 24, 5-6.
- MOUPFOUMA, F. [1984] Improvement of a rain attenuation prediction method for terrestrial microwave links, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, AP-32, 1368 – 1372.
- MOUPFOUMA, F. and MARTIN, L. [1995] Modelling of the rainfall rate cumulative distribution for the design of satellite and terrestrial communication systems, *Int. J. Satellite Comm.*, Vol.13, 105-115.
- MULLER, E.E. [1977] Long-term rain attenuation observations at 13, 19 and 28 GHz. ESA SP 138, European Space Agency, Paris, France.
- NADENENKO, L.V. and SVIATOGOR, V.V. [1974] Issledovanie vliania osadkov na ustoychivost signala v diapasone 12 GHz. (Study of the effect of precipitation on signal stability in the 12 GHz band). *Elektrosviaz*, 12.
- NUSPL, P.P., DAVIES, N.G. and OLSEN, R.L. [1975] Ranging and synchronization accuracies in a regional TDMA experiment. *Proc. Third International Conference on Digital Satellite Communications*, Kyoto, Japan.
- OGUCHI, T. [1977] Scattering properties of Pruppacher-and-Pitter form raindrops and cross-polarization due to rain. Calculations at 11, 13, 19.3 and 34.8 GHz. *Radio Sci.*, Vol. 12, 1, 41-51.
- OLSEN, R.L., ROGERS, D.V. and HODGE, D.B. [1978] The  $aR^b$  relation in the calculation of rain attenuation, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, Vol. AP-26, 2, 318-329.

- POIARES BAPTISTA, J.P.V. and SALONEN, E.T. [1998] Review of rainfall rate modelling and mapping Proceedings of URSI Open Symposium, CLIMPARA'98.
- PRUPPACHER, H.R and PITTER, R.L. [1971] A semi-empirical determination of the shape of cloud and rain drops. *J. Atmosph. Sci.*, 28, 86-94.
- RADIO SCIENCE [1984] Special issue on multiparameter radar measurements of precipitation, Vol 19.
- RAY, P.S. [1972] Broadband complex refractive indices of ice and water, *Appl. Opt.*, Vol. II, 1836-1844.
- RICE, P.L., HOLMBERG, N.R. [1973] Cumulative Time Statistics of Surface-Point Rainfall Rates. *IEEE Trans. Commun.*, COM-21, 10, 1131-1136.
- ROGERS, D.V. and OLSEN, R.L. [1976] Calculation of radio wave attenuation due to rain at frequencies up to 1000 GHz. CRC Report No. 1299, Communications Research Centre, Dept. of Communications, Ottawa, Canada.
- ROGERS, D.V. and OLSEN, R.L. [1983] Multiple scattering in coherent wave propagation through rain, *COMSAT Tech. Rev.*, Vol. 13, 2, 385-401.
- ROGERS, R.R. [1976] Statistical rainstorm models: their theoretical and physical foundations, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, Vol. AP-31, 547-566.
- ROGERS, R.R., RADHAKANT, S. and MASSAMBANI, O. [1981] New radar studies of slant-path attenuation due to rain, *Ann. des Télécomm.*, 36, 40-47.
- RUE, O. [1981] Theory for attenuation in rain. The influence of the probability function of the equivalent rain cell diameter, Central Administration of Swedish Telecommunications, Report RL 16/80.
- RUE, O. [1985] Influence of the atmosphere on Earth-to-satellite links at frequencies above 10 GHz. *TELE*, 2 (English Edition, Sweden).
- RUE, O. [1988] The statistical dependence of rain height on rain rate, and its use in rain attenuation prediction, Swedish Telecom Report R1 01/88.
- SEGAL, B. [1982] Rain attenuation statistics for terrestrial microwave links in Canada. CRC Report No. 1351, Communications Research Centre, Dept. of Communications, Ottawa, Canada.
- SILVA MELLO, L.A.R, PONTES, M.S., SOUZA, R.M. and PÉREZ-GARCIA, N.A. [2007] Prediction of rain attenuation in terrestrial links using the full rainfall rate distribution, *Electronics Letters*, v. 43, p. 1442-1443.
- SILVA MELLO, L.A.R and PONTES, M.S. [2008] A unified method for the prediction of rain attenuation in slant path and terrestrial links using the full rainfall rate distribution, *Proc. ISART/ClimDiff2008*, Cleveland, USA.
- STRICKLAND, J.I. [1974] The measurement of slant path attenuation using radar, radiometers, and a satellite beacon, *J. de Recherches Atm.*, Vol. 8, 347-358.
- STUTZMAN, W.L. and DISHMAN, W.K. [1984] A simple model for the estimation of rain-induced attenuation along earth-space paths at millimeter wavelengths, *Radio Science*, Vol. 19, 946-951.
- TAKADA, M. and NAKAMURA, S. [1966] Attenuation of 11 Gc waves by wet snowfall, *Rev. Elec. Comm. Labs.*, Vol.14, 1-2, 347-358.
- TATTELMAN, P., and SCHARR, K.G. [1983] A model for estimating one-minute rainfall rates, *American Meteorological Society*, Vol. 22.
- TERVONEN, J. and SALONEN, E. [2000] Test of recent cloud attenuation models, Millenium Conference on Antennas and Propagation, AP2000.
- UIJLENHOET, R. [2001] Raindrop size distributions and radar reflectivity – rain rate relationships for radar hydrology, *Hydro. Earth Syst. Sci.*, Vol. 54, 4, 615 – 627.

- ULBRICH, C. W. [1983] Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, pp 1764 – 1775.
- UPTON, S.A.J., HOLT, A.R. and EVANS, B.G. [1987] Long term frequency scaling of attenuation. *IEE Conf. Publ. No.274, Proc. Fifth Int. Conf. on Antennas and Propagation (ICAP 87)*, York, UK, 15-18.
- VAN DE HULST, H.C. [1957] *Light Scattering by Small Particles*, Wiley, New York, NY, USA.
- VEYRUNES, O. [2000] Influence des hydrométéores sur la propagation des ondes électromagnétiques dans la bande 30 – 100 GHz: Etudes théorétiques et statistiques. Ph.D Thesis, University of Toulon and Var.
- YAMADA, M., OGAWA, A., FURUTA, O. and YOKOI, H. [1978] Measurement of rain attenuation by dual-frequency radar, *International Symposium on Antennas and Propagation*, Sendai, Japan.
- YAMADA, M., KARASAWA, Y., YASUNAGA, M. and ARBESSER RASTBURG, B. [1987] An improved prediction method for rain attenuation in satellite communications operating at 10-20 GHz, *Radio Sci.*, Vol.22, 6.
- YANG-SU KIM, YONG-SEOK CHOI, HYUNG-SOO LEE and JEONG-KI PACK [2001] The effect of drop shape and size distribution on the specific rain attenuation. *Proc. URSI Comm. Meeting on Climatic Parameters in Radio wave Propagation Prediction, CLIMPARA'2001*, Budapest, Hungary, 39 – 42.
- ZAVODY, A.M. [1974] Effect of scattering by rain on radiometer measurements at millimetre wavelengths. *Proc., IEE*, Vol. 21, 257-263.
- ZHAO, Z.W., ZHANG, M.G. and WU, Z.S. [2000] An analytic model of specific attenuation due to rain, *25th International Conference on Infrared and Millimeter Waves, Conference Digest*, 12-15, 471 – 472.
- ZHAO, Z.W., LIN, L.K. and LIU, Y. [2004] Prediction models for rain effects on Earth-space links, *2004 Asia-Pacific Conference, Proceedings*, 22 – 25.
- ZHAO, Z.W., LIN, L.K. and LU, C.S. [2007] A prediction model of rain attenuation based on the distribution of rain cell, *Chinese Journal of Radio Science*, Vol. 22, 184-186.

### وئائق CCIR

[1974-78]: 5/161 (United Kingdom).

[1978-82]: 5/23 (Japan).



## الفصل 8

### البثية الراديوية في الغلاف الجوي وعلى الأرض

#### 1.8 مقدمة

تبث كل المواد قدرة في شكل موجات كهرومغناطيسية. وتتوقف خصائص الشدة والتردد للإشعاع المنبعث على درجة الحرارة المادية للمصدر وعلى خواصه الفيزيائية.

ويسمى مجال علم الفيزياء المتعلق بقياس القدرة الكهرومغناطيسية غير المتماسكة المنبعثة من جميع الأوساط المادية القياس الراديوي. والقياس الراديوي أيضاً طريقة من طرائق الاستشعار عن بُعد المنفعلة، ذلك لأن السيناريو المرصود ذاتي التحريض بحكم بثه الطبيعي. ولهذا البث ملامح إشارة غير متماسكة في نطاق عريض شبيهة بالضوء الناتجة عن نظام القياس نفسه. ومن ثم يتعين أن يكون مستقبل مقياس الإشعاع عبارة عن جهاز نطاق عريض ذي حساسية عالية جداً، وذلك لقياس الإشعاع الشبيه بالضوء.

ويستخدم الاستشعار عن بُعد المنفعلة لتوفير المعلومات في إطار خدمات رصد الأرض وعلم الفلك الراديوي وخدمات الاتصالات. وفي الحالتين الأخيرتين يعتبر البث الراديوي الطبيعي، عدا أنه عامل مقيد في هيئة الضوء التي تدخل هوائي الاستقبال، بمثابة مقياس للخواص الامتصاصية للوسط، ويستخدم لاستخراج توهين المسير في الوصلات الراديوية أرض-ساتل. وحالما ترتبط ملامح البث في الغلاف الجوي بامتصاص مكوناته، يمكن تحديد معالم الانتشار المقابلة. ولذلك تستخدم مقاييس الإشعاع ذات الموجات الصغيرة لرصد متغيرات الغلاف الجوي عن بُعد على أساس تشغيلي مستمر، وهي تتمتع بدقة تضاهي دقة رصدات الأجهزة المحمولة على متن المناطيد.

وتُحج القياس الإشعاعي لانتشار الموجات الراديوية ذو شقين: فمن جهة أولى، يُستخرج توهين المسير وطول المسير الزائد مباشرة من درجة حرارة المعان المقيسة عند التردد التشغيلي لمقياس الإشعاع؛ ومن جهة أخرى، تُستخدم قيمة التوهين المستخرجة لاستبانة مكونات الغلاف الجوي، وبهذا الأسلوب يمكن تقدير التوهين عند ترددات أخرى. ويسمح هذا الإجراء، الذي يطبق عادة في غياب المطر، بتحديد السوية المرجعية لمعايرة توهين المنار وبتقدير محتويات الماء في الغلاف الجوي، البخار والسائل على السواء؛ وبهذا الأسلوب يمكن حساب توهين المسير الجوي عند ترددات أخرى. وهناك حاجة إلى تبسيط الافتراضات على النحو المناسب لتحقيق هذه الأهداف، مما يجد بشكل كبير من صلاحية التوهينات المنخفضة المتعلقة بالأحوال غير الممطرة [Barbaliscia, 1994].

ولتقييم درجات الشدة المحتملة للبث الراديوي الذي يستقبله نظام معين، من الضروري النظر في التوزيع المكاني والزمني لمصادر البث والخواص الاتجاهية لهوائي الاستقبال.

وكما سبق ذكره، تتوقف شدة البث الراديوي على التردد. ومن حوالي 30 MHz إلى حوالي 1 GHz تهيمن الضوضاء المجزئة على البث، ولكن هذه الضوضاء تتجاوزها عموماً الضوضاء الاصطناعية في المناطق المأهولة بالسكان. وفي نطاق 1-10 GHz يمكن أن يكون العامل المهيمن إما الضوضاء المجزئة، الانبعاثات من الشمس والمطر، أو الانبعاثات من سطح الأرض. وتقدم التوصية ITU-R P.372 معلومات مفصلة عن انبعاث الضوضاء من مختلف المصادر. وفوق 10 GHz تضم الانبعاثات المهمة الانبعاثات من سطح الأرض والمكونات الامتصاصية في الغلاف الجوي، من غازات ومائيات، وهذه الأخيرة تصبح شديدة جداً. وفي نطاقات امتصاص الأكسجين وبخار الماء، تقترب درجة حرارة الضوضاء جداً من درجة الحرارة المادية للوسط الممتص (أقل من حوالي 290 K عادة بالنسبة للغلاف الجوي للأرض). وثمة معلومات عن الخطوط الطيفية للمكونات الغازية والملوثات [Pointer and Pickett, 1984].

وتُعرض مبادئ النقل الإشعاعي الأساسية بإيجاز في البند 2.8، حيث توضع الخوارزميات الأساسية لحساب درجة حرارة اللمعان الناتجة في الهوائي الراصد. ويتناول البندان 3.8 و4.8 الملامح الإشعاعية للغلاف الجوي وللأرض، على التوالي. ويتناول البند 5.8 تقدير القياس الإشعاعي لتوهين المسير وطول المسير الزائد. ويرد في البند 6.8 وصف الإجراء العكسي المستخدم لاستخراج المحتوى الكلي للمياه في الغلاف الجوي المقيس إشعاعياً من درجات حرارة اللمعان.

## 2.8 النقل الإشعاعي

### 1.2.8 مبادئ أساسية

يتوقف الانبعاث الكهرمغناطيسي من مادة ما على درجة الحرارة المادية وعلى خصائص أخرى.

وفي وسط غاز ما، يقابل أي خط بث تحول نوعي من سوية قدرة إلى أخرى. وتتوقف شدة هذا البث على عدد التصادمات بين الجسيمات، والتي تتوقف بدورها على كثافة الغاز وعلى القدرة الحركية، وتنجم هذه الأخيرة عن الحرارة الدينامية أو الحرارة المادية المطلقة. وبما أن سويات القدرة 'مكتمة'، فإن الطيف الإشعاعي في الغازات يتشكل أساساً بخطوط تردد متميزة.

وعند التحول من الغازات إلى السوائل والمواد الصلبة تزداد الكثافة، وبالتالي يزداد تواتر التصادمات، بحيث يصبح الطيف الإشعاعي مستمراً فعلاً وتكاد تنبعث كل الترددات إشعاعياً.

وتخضع احتمالات تحريض وانحطاط سويات القدرة الجزيئية والذرية، وهي المسؤولة عن الامتصاص والبث على التوالي، لكل من آثار التصادم وشدة الإشعاع. وبما أن نفس الآليات تحكم البث والامتصاص فإن الأطياف المقابلة متماثلة لأي مادة.

والإشعاع الوارد على سطح مادة ما ينعكس عادة جزئياً ويُمتص جزئياً. وتدعى المادة المثالية التي تمتص كل الإشعاع الوارد في كل الترددات، ولا تعكس منه شيئاً، 'الجسم الأسود'، وبناءً عليه فإن هذا الأخير يتسم بالكمال من حيث الامتصاص والبث على السواء.

ويمكن التعبير عن شدة الإشعاع من حيث اللمعان الطيفي، الذي يمثل القدرة المشعة النوعية لكل وحدة مساحة، والزاوية الصلبة، وعرض النطاق الترددي.

ويربط قانون Planck للإشعاع، وهو يقوم أساساً على تكميم سويات القدرة، اللمعان الطيفي المنبعث بانتظام من جسم أسود في كل الاتجاهات مع حرارته المادية ومع التردد:

$$(1.8) \quad B_f = \frac{2hf^3}{c^2(e^{hf/kT} - 1)} \quad \text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{Hz}^{-1}$$

حيث:

$B_f$ : اللمعان الطيفي للجسم الأسود ( $\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{Hz}^{-1}$ )

$h$ : ثابت Planck =  $6.63 \times 10^{-34}$  Joule s

$f$ : التردد (Hz)

$k$ : ثابت Boltzmann =  $1.38 \times 10^{-23}$  Joule K<sup>-1</sup>

$T$ : الحرارة المطلقة (K)

$c$ : سرعة الضوء =  $3 \times 10^8$  ms<sup>-1</sup>

ويمكن، في حد طول الموجة الطويلة ( $hf/kT \ll 1$ )، تقريب الأس في المعادلة (1.8) مما يفضي إلى:

$$(2.8) \quad B_f = \frac{2f^2kT}{c^2}$$

وهو تقريب Rayleigh-Jeans الذي يصلح في مجال الموجات الصغيرة حتى نحو 300 GHz لأجسام في درجات الحرارة المحيطة (300 K: الأرض والأمطار الغزيرة). وبالنسبة لدرجات حرارة أقل من ذلك بكثير، في الأجواء الصافية مثلاً، يصبح الانحراف الجزئي في المعادلة (2.8) إزاء المعادلة (1.8) كبيراً فوق 50 GHz.

وفي حالة المواد الحقيقية، ويشار إليها عادة باسم الأجسام الرمادية، ينعكس جزء من القدرة الواردة وقد يكون البث متوقفاً على الاتجاه. ولذلك فإن المواد الحقيقية لا تتسم بالكمال، لا من حيث الامتصاص ولا من حيث الانبعاث.

وفي الحالة الحقيقية، في تقريب Rayleigh-Jeans، يكون اللمعان الطيفي في اتجاه معين:

$$(3.8) \quad B_f = \frac{2f^2 k T_b}{c^2}$$

حيث القدرة المنبعثة متناسبة خطياً مع  $T_b$ ، وتسمى حرارة لمعان المواد أو الحرارة الإشعاعية المكافئة للجسم الأسود، وهي الحرارة المادية لجسم أسود يبعث بنفس القدرة. ولذلك فإن هذه الحرارة هي العنصر الأساسي الملحوظ في القياس الإشعاعي. وبما أن القدرة المنبعثة من جسم أسود هي الحد الأقصى الممكن في حرارة مادية ما  $T$ ، فإن حرارة لمعان أي مادة حقيقية أخفض دائماً من حرارتها المادية. ومن ثم فإن 'البثية' في جسم حقيقي، التي تتوقف على الاتجاه  $\epsilon$ ، والمعروفة بأنها النسبة بين حرارة اللمعان  $T_b$  والحرارة الدينامية  $T$ ، تكون دائماً أقل من 1 ولا تساوي 1 إلا في الحالة المثالية للجسم الأسود.

وجدير بالملاحظة أنه يفترض، في المعادلة (3.8)، أن تكون المادة متجانسة ومنتظمة الحرارة.

## 2.2.8 معادلة النقل الإشعاعي

تنتج القدرة المشعة من وسط ما وحرارة اللمعان التي تقابلها من التفاعل بين الإشعاع والمادة، وهي تتكون أساساً من الجمع بين عمليتي الإخماد والبث اللتين تحدثان في الوسط.

وتأثير الإخماد الذي يحد من شدة الإشعاع الذي يعبر الوسط هو مجموع الامتصاص (التحول إلى حرارة) والتشتت الذي بموجبه يشع جزء من القدرة الواردة بدوره في كل الاتجاهات. والإشعاع هو نتيجة البث الحراري والتشتت.

ويجب أن يكون البث الحراري مساوياً للامتصاص عندما يحدث التوازن الحراري (قانون Kirchhoff). ولا يتحقق هذا الشرط إلا بالنسبة لوسط امتصاص متساوي الحرارة (جسم أسود). وفي معظم الحالات العملية لا ينطبق هذا الشرط. ومع ذلك، يمكن افتراض حالة أقل صرامة من التوازن الحراري "المحلي"، إذا كان لأي عنصر حتمي في الوسط، في درجة حرارة محلية معينة، نفس خصائص الامتصاص والبث التي كان سيتمتع بها لو كان في حالة توازن حراري في تلك الدرجة من الحرارة. وهذا ما يحدث، في الواقع، عندما تهيمن عملية التصادم على عملية الإشعاع، كما يحدث للمواد التي تتسم بكثافة عالية بما فيه الكفاية. ولكي ينطبق هذا الشرط، لا يحتاج الأمر لا لوسط متساوي الحرارة ولا لشدة إشعاع متناح.

ومن الممكن ربط خرج مستقبل ما لقياس الإشعاع بحرارة اللمعان  $T_b$ ، على امتداد اتجاه الحزمة الرئيسية في الهوائي، بوصفه ناتجاً عن مساهمة طبقة من الوسط في سوية  $r$ ، [Ulaby et al., 1982] بالعلاقة:

$$(4.8) \quad T_b(r) = T_0 e^{-\tau(0,r)} + \int_0^r k_e(r') [(1-a)T(r') + aT_{SC}(r')] e^{-\tau(r',r)} dr' \quad K$$

حيث:

$T_b(r)$ : حرارة اللمعان عند هوائي الاستقبال (K)

$T(r')$ : الحرارة المادية عند سوية  $r'$  (K)

$T_0$ : حرارة اللمعان عند الحدود (K)

$T_{SC}$ : متوسط حرارة الإشعاع المشتت (بافتراض تشتت متناح) (K)

$k_e$ : معامل الإخماد (nepers/m)

$k_s$ : معامل التشتت (nepers/m)

$a$ : البياض المشتت  $k_s/k_e$

$\tau$ : السماكة الضوئية، معرفة بأنها:  $\tau(r, r') = \int_{r'}^r k_e(r') dr'$  (مقدرة بوحدة neper).

وهذه المعادلة، المعروفة باسم معادلة النقل الإشعاعي، تحكم تفاعل الإشعاع عبر وسط ما وتفيد أن حرارة لمعان سيناريو ما ترتبط بالحرارة المادية للوسط وخصائصه وتكوينه وكثافته. والتعبير المباشر لحرارة اللمعان من حيث الحرارة المادية يتابع حتى مجال الموجات الصغيرة في تقريب Rayleigh-Jeans.

وتنطبق معادلة النقل الإشعاعي في الحالة الأكثر عموماً، وتصف العمليات الإشعاعية في أي سيناريو. وفي حالة القياس الإشعاعي في الغلاف الجوي، ينطوي الحل العام للمعادلة (4.8) على الامتصاص والتشتت في كل الاتجاهات ويؤدي إلى صيغ معقدة للغاية.

ويتسبب وجود الماء السائل في الغلاف الجوي، في شكل سحب ومطر عادة، في عمليات تشتت. ويتوقف تأثير التشتت في النقل الإشعاعي على عاملين: مقدار تشتت البياض نسبة إلى معامل الامتصاص (أو تشتت البياض الوحيد) ودالة طور التشتت. ويحدد العامل الأول مجموع شدة التشتت، في حين يمثل العامل الثاني التوزيع الاتجاهي لمجال التشتت. ولا بد من إجراء حسابات معقدة ووضع عدة افتراضات للنظر على حدة في مختلف الأوضاع العملية. وينطوي تجاهل ظواهر التشتت على تبسيط هام لا يمكن افتراضه مطلقاً إلا في حالة الغياب التام للسائل. وحالات وجود قطرات كبيرة مشكوك فيها من حيث المبدأ وتفرض عادة إلى التقليل من شأن مجموع التوهين في المسير.

وتعقيد المعادلة (4.8) ينخفض بشكل كبير عندما يمكن تجاهل التشتت، أي في ظروف سماء صافية، في غياب السائل. وفي وجود السحب و/أو المطر، قد يكون التشتت بسبب قطرات الماء مهماً، وهذا يتوقف على الكثافة وتوزيع حجم قطرات الماء نسبة إلى طول الموجة. ويمكن تجاهل آثار التشتت في أي جو دون تردد 10 GHz. وكتقريب أول، يصلح افتراض عدم التشتت أيضاً في أحوال السحب غير الهواطل ومعدلات الأمطار الخفيفة، حتى تردد 50 GHz.

وفضلاً عن ذلك، يمكن افتراض أحوال التوازن الحراري الدينامي المحلية بالنسبة للطبقات الأدنى والأكثف من الجو، وهي مسؤولة عن معظم الامتصاص وحيث تهيمن عملية التصادم في تحديد حرارة الوسط. ويستوفي هذا الشرط حتى حوالي 20 كيلومتراً.

وبالنسبة لجو غير مشتمت في توازن حراري دينامي محلي يتم تبسيط وصف النقل الإشعاعي وترتبط حرارة اللمعان  $T_b$  بخواص الامتصاص والبث في الوسط كما يلي:

$$(5.8) \quad T_b = T_0 e^{-\tau(0,\infty)} + \int_0^\infty k_a(r) T(r) e^{-\tau(0,r)} dr \quad K$$

حيث:

$T_b$ : حرارة اللمعان عند هوائي مقياس الإشعاع (K)

$T_0$ : حرارة الخلفية الكونية (K)

$T(r)$ : الحرارة المادية في الجو في السوية  $r$  (K)

$k_a(r)$ : معامل الامتصاص (nepers/m)

$$\tau(0,r) = \int_0^r k_a(r') dr' \quad (\text{الامتصاص من مستوى الأرض إلى مستوى } r \text{ (العمق الضوئي) (بوحددة neper)})$$

$$\tau(0,\infty) = \int_0^\infty k_a(r') dr' \quad (\text{العتامة أو مجموع الامتصاص في الجو (بوحددة neper)}).$$

وتفيد المعادلة (5.8) بأن لمعان السماء عبارة عن مجموع لمعان الخلفية الكونية والانبعثات من الطبقات الجوية اللائقائية المفردة على طول المسير قيد النظر، وكلاهما مخفّف بالامتصاص في الطبقة الجوية دونه. وتبعاً لذلك فإن الطبقات الأدنى تسهم بنصيب أكبر في حرارة اللمعان  $T_b$ ، في ظروف مماثلة من درجة الحرارة  $T$ . وبصفة عامة، تتوقف حرارة اللمعان  $T_b$  على الجانبية الرأسية لمعاملات درجة الحرارة والامتصاص، وتقابل هذه الأخيرة، بدورها، التوزيع الرأسي للمكونات ذات الصلة وخصائصها.

ويمكن استخدام المعادلة المبسطة (5.8) بشكل مستقل عن رصدات القياس الإشعاعي، وفقاً للنهج المباشر، عندما تحسب درجة حرارة اللمعان في الجو من التوزيعات الرأسية المعلومة للمعلمات المادية ومعاملات الامتصاص. ويُعتمد هذا الإجراء عموماً في النماذج النظرية التي تستخدم بيانات المسابير الراديوية [Liebe et al., 1993؛ Liebe, 1989].

### 3.2.8 درجة حرارة اللمعان

يقاس البث في مجال الموجات الصغيرة بواسطة مقياس الإشعاع وهو جهاز منفعل يتألف من هوائي ومستقبل وأداة تبن مقدار القدرة المستقبلية. والقدرة المستقبلية متناسبة مع درجة حرارة اللمعان المرصودة بالهوائي في اتجاه الفص الرئيسي من الأوساط المحيطة. ويمكن استخراج درجة حرارة اللمعان، بدورها، في تقريب Rayleigh-Jeans لقانون Planck، وهو صالح حتى ترددات الموجات الصغيرة.

ويمكن استبانة تشكيلين نموذجيين: '1' هوائي موجه نحو الأعلى، وهو حالة قياس الإشعاع في الجو، يستخدم في الاتصالات الراديوية الساتلية؛ و'2' هوائي موجه نحو الأسفل، غير الوصلة الهابطة في الاتصالات الساتلية، يتعلق أيضاً باستشعار سطح الأرض عن بُعد.

'1' درجة حرارة اللمعان  $T_{bup}$  المقيسة على السطح بواسطة هوائي موجه نحو الأعلى، في غلاف جوي غير مشتمت وغير عاكس، وتعطى ببساطة بالمعادلة (5.8).

'2' التعبير عن درجة حرارة اللمعان  $T_{bdwn}$  كما تُرى من هوائي موجه نحو الأسفل محمول على متن ساتل له زاوية ورود  $\theta$ ، ينبغي أن يأخذ في الحسبان المساهمات على مسيرين (انظر الشكل 1.8):

– المسير A: مسير الإشعاع في الجو  $T_{bup}$ ، الذي ينعكس عن السطح نحو هوائي الساتل؛

– المسير B: المرئي من الهوائي الموجه نحو الأسفل بزاوية ورود  $\theta$ .

$$(6.8) \quad T_{bdwn} = T_{atm2} + (eT_{surf} + \rho T_{bup}) e^{-\tau(0,r_2)}$$

حيث:

$T_{atm2}$ : درجة حرارة لمعان الجو على طول المسير B، التي تعطيها المعادلة (5.8) مطروحاً منها مساهمة الخلفية الكونية.

$eT_{surf}$ : درجة حرارة لمعان سطح الأرض.

$\rho T_{bup}$ : درجة حرارة اللمعان على طول المسير A، التي تعطيها المعادلة (5.8)، التي يعكسها سطح الأرض.

$(eT_{surf} + \rho T_{bup}) e^{-\tau(0,r_2)}$ : مجموع درجات حرارة اللمعان الناتجة من سطح الأرض، الموهنة في الجو على طول المسير B.

$T_{surf}$ : درجة الحرارة المادية (K) لسطح الأرض.

$e$ : بثية السطح ( $0 \leq e \leq 1$ ).

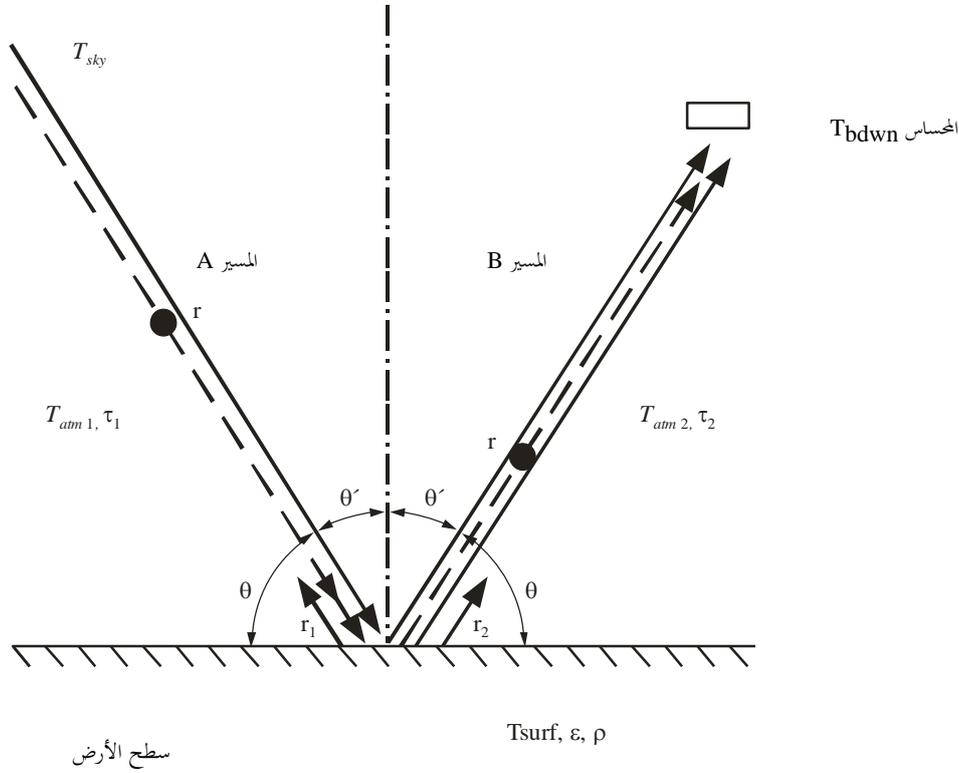
$\rho$ : إنعكاسية السطح ( $0 \leq \rho \leq 1$ )، (مربع معامل الانعكاس؛  $e + \rho = 1$ ).

$\theta$ : زاوية الورد.

ويفترض، من باب التبسيط، أن يكون السطح أملساً لكي يكون تقريب الانعكاس المرآوي صالحاً.

الشكل 1.8

المساهمات في درجة حرارة اللمعان  $T_{bdwn}$   
التي يتلقاها الهوائي المحمول على ساتل



Radio-Meteo. 08-01

وفي ظل بعض الافتراضات يمكن تحقيق الكثير من التبسيط.

وبالنسبة لهوائي موجه نحو الأسفل في النافذة فوق 3 GHz وأدنى من حوالي 10 GHz يمكن تجاهل كل من الضوضاء خارج الأرض والانبعاثات من مكونات الغلاف الجوي، في تقريب أول.

عندئذ تبسط المعادلة (6.8) إلى:

$$(7.8) \quad T_{bdwn} = eT_{surf} + \rho T_0$$

وفي حالة قياس إشعاعي متجه نحو الأعلى، إذا تم استبدال درجة الحرارة المادية  $T(r)$  بمتوسط درجة الحرارة المشعة  $T_{mr}$ ، يمكن افتراض ما يصل إلى 40 GHz على أنه يساوي درجة الحرارة المحيطة، ومن ثم تبسط المعادلة (5.8) إلى:

$$(8.8) \quad T_{bup} = T_{mr} \left( 1 - 10^{-A/10} \right) + T_0 e^{-A/4.34}$$

حيث A: هو التوهين في اتجاه واحد عبر الغلاف الجوي (dB) و  $T_0$  هي درجة حرارة الخلفية الكونية.

ويمكن استخراج قيم درجة حرارة اللمعان في الجو في أي زاوية ارتفاع  $\theta$  بمجرد ضرب قيمة الدرجة في اتجاه السميت بقاطع تمام السميت  $\theta$ ، إذا أمكن افتراض غلاف جوي من طبقات أفقية.

وبالنسبة لزاوية ارتفاع أعلى من 70 درجة، يكون الخطأ المقابل أقل من 1 في المائة [Waters, 1976].

وفي معرض تقدير درجة حرارة هوائي ما، يجب النظر في مخطط الهوائي وخاصة الإشعاع من سطح الأرض إلى فصوص الهوائي الجانبية.

### 3.8 البنية في الغلاف الجوي

الغلاف الجوي هو نظام حراري دينامي يحوط بالأرض حتى ارتفاع حوالي 100 كيلومتر. ولكن في معظم تطبيقات انتشار الموجات الصغرية يقتصر الاهتمام على الطبقة السفلى فقط، أي ما يصل إلى 20 كيلومتر، وهي تحتوي على الجزء الأكبر من كتلة الغلاف الجوي.

ومن وجهة نظر الحرارة الدينامية، يمكن تصور الغلاف الجوي بمثابة محرك حراري توفر الشمس فيه دخل الطاقة ويكون تبريد الأشعة تحت الحمراء نحو الفضاء بمثابة العادم. ومن شأن تبادلات الحرارة الكامنة، التي لا تنطوي على تغيرات في درجة الحرارة، أن تؤدي إلى تحولات طورية، من تبخر وتكاثف، توفر المزيد من التبريد والاحتراق في الهواء، على التوالي. وثمة مصادر وعوادم أخرى تحدث، من حيث المادة، عن طريق تبخر المياه في التربة وهطول المائيات.

وفيما يتعلق بالنقل الإشعاعي يمكن اعتبار الغلاف الجوي بمثابة وسط يتألف من مكونات غازية وسائلة وصلبة. ومن بين المكونات السائلة والصلبة، تكون الجسيمات المائية (من مطر وثلج وسحب) هي العامل المهيمن في مجال الموجات الصغرية، بينما تكون الجسيمات الأخرى، مثل الغبار والدخان والرمال، ذات أهمية ثانوية بصفة عامة.

والمكونات الغازية الرئيسية في الغلاف الجوي هي النيتروجين والأكسجين والأرغون وثاني أكسيد الكربون (ما مجموعه 99,999 في المائة من حجم الهواء الجاف) وبخار الماء، وهو أحد المكونات المتغيرة. ومن بين هذه الغازات يتسبب الأكسجين وبخار الماء فقط في امتصاص شديد في مجال الموجات الصغرية، أما الغازات التي ليس لها عزم كهربائي أو مغناطيسي ثنائي الأقطاب فلا تمتص الموجات الصغرية [Gibbins, 1988]. وفي المنطقة دون المليمترية والأشعة تحت الحمراء، تكون الغازات المهيمنة، التي تسبب الامتصاص، هي بخار الماء وثاني أكسيد الكربون.

وبما أن الغلاف الجوي يتسم بالتوازن الحراري الدينامي المحلي في عمق 20 كيلومتر الأذن من الأرض، فإن قدرته البنية تأتي من خواص الامتصاص والتشتت (انظر الفصلين 2 و6).

ويبين الشكل 2.8 درجة حرارة اللمعان في الجو بالنسبة لمستقبل على الأرض، باستثناء مساهمة الضوضاء الكونية بمقدار  $K 2,7$  أو غيرها من المصادر خارج الأرض، بالنسبة للترددات بين 1 و340 GHz [Smith, 1982]. ويتم حساب المنحنيات للغازات الجوية والأكسجين وبخار الماء، من أجل سبع زوايا ارتفاع مختلفة من  $\theta = 90^\circ$  (السمت) إلى  $\theta = 0^\circ$  (الأفق). وقد تم اختيار الشكل 2.8 لتمثيل متوسط غلاف جوي (أي بتركيز بخار الماء قدره  $7,5 \text{ g/m}^3$ ). وجانبية درجة الحرارة مقتبسة من الغلاف الجوي القياسي في الولايات المتحدة لعام 1976 [NOAA et al., 1976] (درجة حرارة السطح 15 درجة مئوية). ويقدم الشكل 3.8 صيغة موسعة للشكل 2.8 من أجل الترددات دون 60 GHz.

وبالنسبة لجميع الحسابات فإن النموذج المفترض هو غلاف جوي مرجعي كما في التوصية ITU-R P.369. والضغط الكلي هو الضغط الجوي القياسي (1013 hPa) عند مستوى سطح البحر مع إضافة ضغط بخار الماء إليه. وهذا يعطي قيمة  $1023 \text{ hPa}$  لكل  $7,5 \text{ g/m}^3$  من بخار الماء.

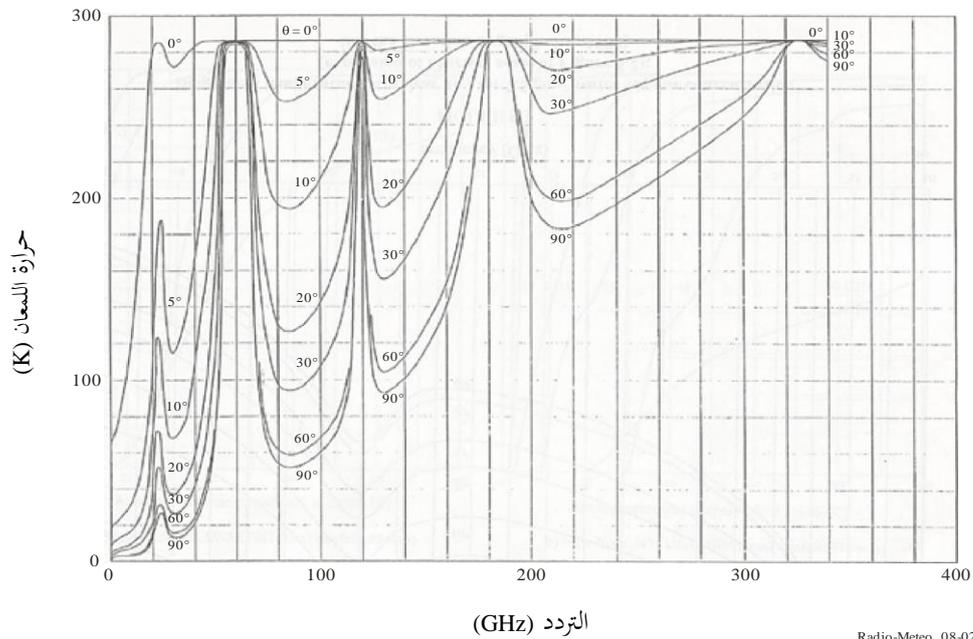
ويفترض حدوث انخفاض أسي في كمية بخار الماء بتزايد الارتفاع، على أساس ارتفاع تدرج 2 كيلومتر حتى سوية التروبوبوز، وتستخدم فوق هذه السوية جانبية بخار الماء التي وضعها Harries [1976]. ويخضع انخفاض الضغط في الغلاف الجوي الجاف أيضاً لقانون أسي، في حين أن الانخفاض في درجة الحرارة (6,5 درجة مئوية/كيلومتر) انخفاض خطي حتى ارتفاع حوالي 12 كيلومتراً. وبناءً على هذه الافتراضات من الممكن تقييم درجة حرارة الضوضاء في السمت انطلاقاً من بيانات الرطوبة ودرجة الحرارة والضغط على السطح. وهذه البيانات متوافقة إلى حد معقول مع الكمية المحدودة من البيانات التجريبية المتوفرة [Clark et al., 1984; Gibbins et al., 1975].

وفي بعض الحالات نجد أن الافتراضات الواردة أعلاه ليست صحيحة، وخصوصاً في المناطق التي تكون فيها الرطوبة النسبية عالية جداً، مثل المناطق الاستوائية. وعلى وجه الخصوص، فإن تقييم درجة حرارة اللمعان في السمت غير دقيق في حالة حدوث انقلابات في درجة الحرارة والرطوبة في الغلاف الجوي.

وقد أجريت دراسة نقل إشعاعي تشمل آثار السحب في الولايات المتحدة [Slobin, 1982]. وتم احتساب درجات حرارة اللمعان في السمات من بيانات الأرصاد الجوية لمدة سنة نموذجية اختيرت من قاعدة بيانات تشمل 15 سنة لكل من المواقع وعددها 15 موقعا. وترد في الشكلين 4a.8 و 4b.8 النتائج من موقعين في الولايات المتحدة، وهما يوما، أريزونا (هطول الأمطار بمعدل 5,5 سنوياً) ومدينة نيويورك (هطول الأمطار بمعدل 98,5 سنوياً) وذلك بالنسبة لخمس ترددات مختلفة. ويبدو من المنحنيات أن درجة حرارة الضوضاء في السمات لتردد 90 GHz يمكن أن تكون أقل مما هي لتردد 44 GHz. وهذا هو الحال بالنسبة لدرجات حرارة لمعان في السمات منخفضة للغاية، وهو ما يعني أن محتوى بخار الماء منخفض جداً (أقل من حوالي  $3 \text{ g/m}^3$ ).

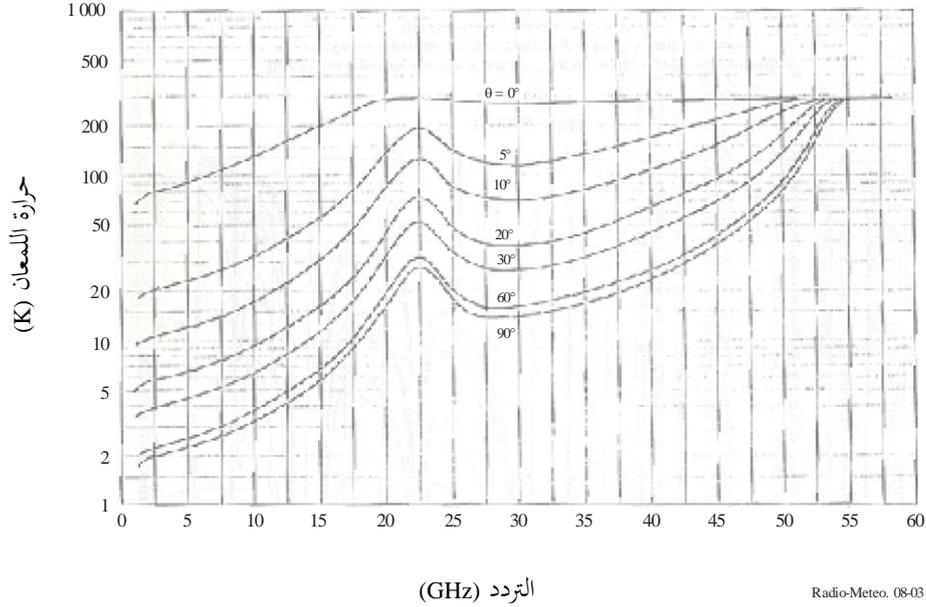
### الشكل 2.8

درجة حرارة اللمعان (سماء صافية) من أجل تركيز بخار الماء بمقدار  $7.5 \text{ g/m}^3$   
 (درجة الحرارة والضغط عند السطح يعادل 15 درجة مئوية و  $1023 \text{ mb}$ )؛  
 $\theta$  هي زاوية الارتفاع [Smith, 1982]



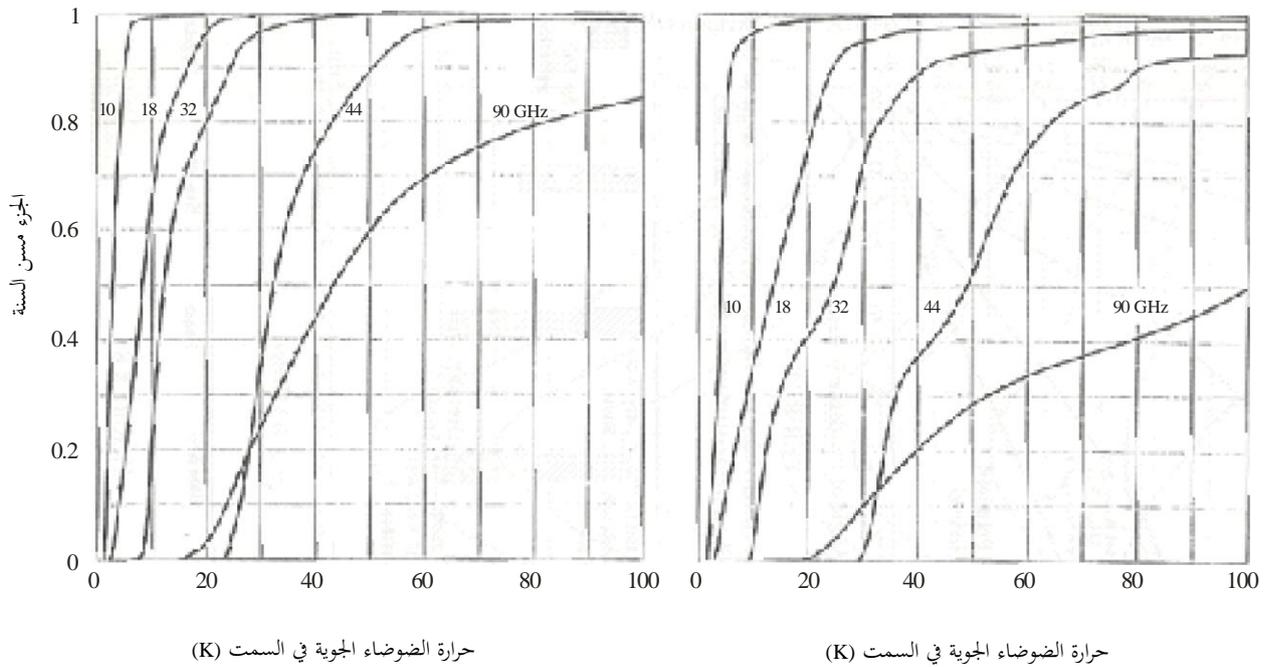
## الشكل 3.8

درجة حرارة اللمعان (جو صاف) من أجل تركيز بخار الماء بمقدار  $7.5 \text{ g/m}^3$   
 (تدرج مقياس إحداثي السينات في الشكل 2.8)؛  
 $\theta$  هي زاوية الارتفاع [Smith, 1982]



## الشكل 4.8

الجزء من الزمن الذي تكون فيه حرارة (لمعان) الضوضاء السماوية في السمات مساوية  
 لقيمة إحداثي السينات أو أقل منها لسنة نموذجية [Slobin, 1982]



(أ) يوم، أريزونا، الولايات المتحدة (1961؛ مجموع هطول المطر: 55 mm)

(ب) نيويورك، الولايات المتحدة (1959؛ مجموع هطول المطر: 985 mm)

## 4.8 البثية على سطح الأرض

يبين الشكل 5.8 الخواص الأساسية لسطح أرض أملس. ويبدو في الشكل البثية (التدرج الأيسر) ومعامل انعكاس القدرة (التدرج الأيمن) لمياه البحر والتربة الرطبة والتربة الجافة لحالة سطوح مستوية في تردد 10 GHz، لاستقطاب رأسي وأفقي [Ulaby et al., 1981].

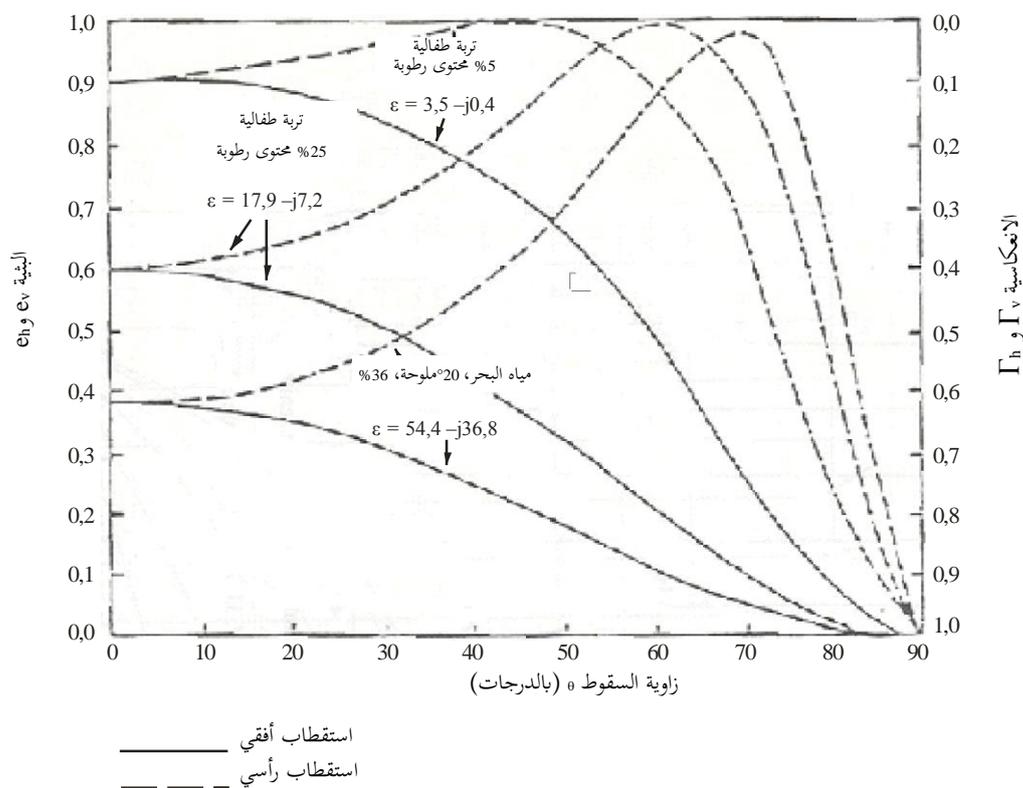
وبثية مياه البحر منخفضة نسبياً ( $> 0.4$ ) في حالة الورود العادي، نظراً لارتفاع عدد الأجزاء الحقيقية والمتخيلة نسبياً في ثابت العزل الكهربائي. وعندما تزداد زاوية الورود  $\theta$ ، تزداد البثية في الاستقطاب الرأسي، بينما تتناقص في الاستقطاب الأفقي؛ ويلاحظ أقصى الفرق بين الاستقطابين عند الاقتراب من زاوية Brewster.

وكلا الجزأين الحقيقي والمتخيل من ثابت العزل الكهربائي في التربة أقل من نظيريهما في مياه البحر، مع ما يترتب عليه من زيادة البثية في السمات والحد من الفرق بين الاستقطابين عندما تكون  $\theta > 0$ . وبطبيعة الحال، فإن هذه التأثيرات أوضح عندما تكون التربة جافة.

وقد تم الحصول على المنحنيات المبينة في الشكل 5.8 بافتراض استواء سطح أرض. أما على صعيد الواقع، فإن الخشونة ووجود عناصر صغيرة منفصلة (مشتتات)، مثل أوراق وسيقان النبات أو بلورات الثلج، تميل إلى تعديل سلوك السطح مما يؤدي، بصفة عامة، إلى زيادة البثية في السمات وإلى انخفاض الفرق بين الاستقطابين.

## الشكل 5.8

الانعكاسيات والبثيات المحسوبة كدالة لزاوية الورود عند 10 GHz  
الحساب على أساس نموذج سطح مستو (Ulaby et al., 1981)



Radio-Meteo. 08-05

ويبين الشكل 6.8 القيم التجريبية للبثية في السمات، مقيسة عبر بعض السطوح الطبيعية في المدى 1-35 GHz [Ulaby et al., 1982]. وبصفة عامة، ترتبط البثيات المنخفضة بالسطوح الملساء وبوجود الماء، أما البثيات الأعلى فترتبط بالرطوبة المنخفضة والخشونة العالية ووجود مشتتات منفصلة (كما هو الحال في وجود الثلج والغطاء النباتي).

## الشكل 6.8

مدى القيم التي يمكن أن تغطيها بثية الموجات الصغيرة في النظير  
لمختلف أصناف الأهداف [Ulaby et al., 1982]



Radio-Meteo. 08-06

وبالنسبة لمياه البحر، فإن كلا الجزأين الحقيقي والتمثيل لثابت العزل الكهربائي في مياه البحر عالياً نسبياً في المدى 40-1 GHz، وذلك بسبب قابلية الاستقطاب وخسائر العازل وتوصيلية الملوحة. وتبعاً لذلك، وبالنسبة لسطوح مستوية، فإن البثية، وبالتالي درجة حرارة المعدن، منخفضة. ومع ذلك، وفي الترددات العالية، قد يولد وجود الرياح والزبد زيادات ملموسة في البثية [Nordberg et al., 1971]. ويتحكم في بثية التربة العارية أساساً معلمتان: هما الخشونة ومحتوى الرطوبة. وبالنسبة للعلاقة  $\theta \approx 40^\circ$  ولترددات أعلى من 10 GHz فإن بثية التربة الجافة الخشنة مرتفعة نسبياً (0,9-0,95 عموماً). وتنخفض البثية عندما تكون التربة ملساء و/أو رطبة أو عندما يكون التردد منخفضاً. ويمكن الوصول إلى قيم بثية منخفضة (0,5-0,6) لتربة ملساء رطبة في ترددات منخفضة [Ulaby et al., 1986] (5-1 GHz).

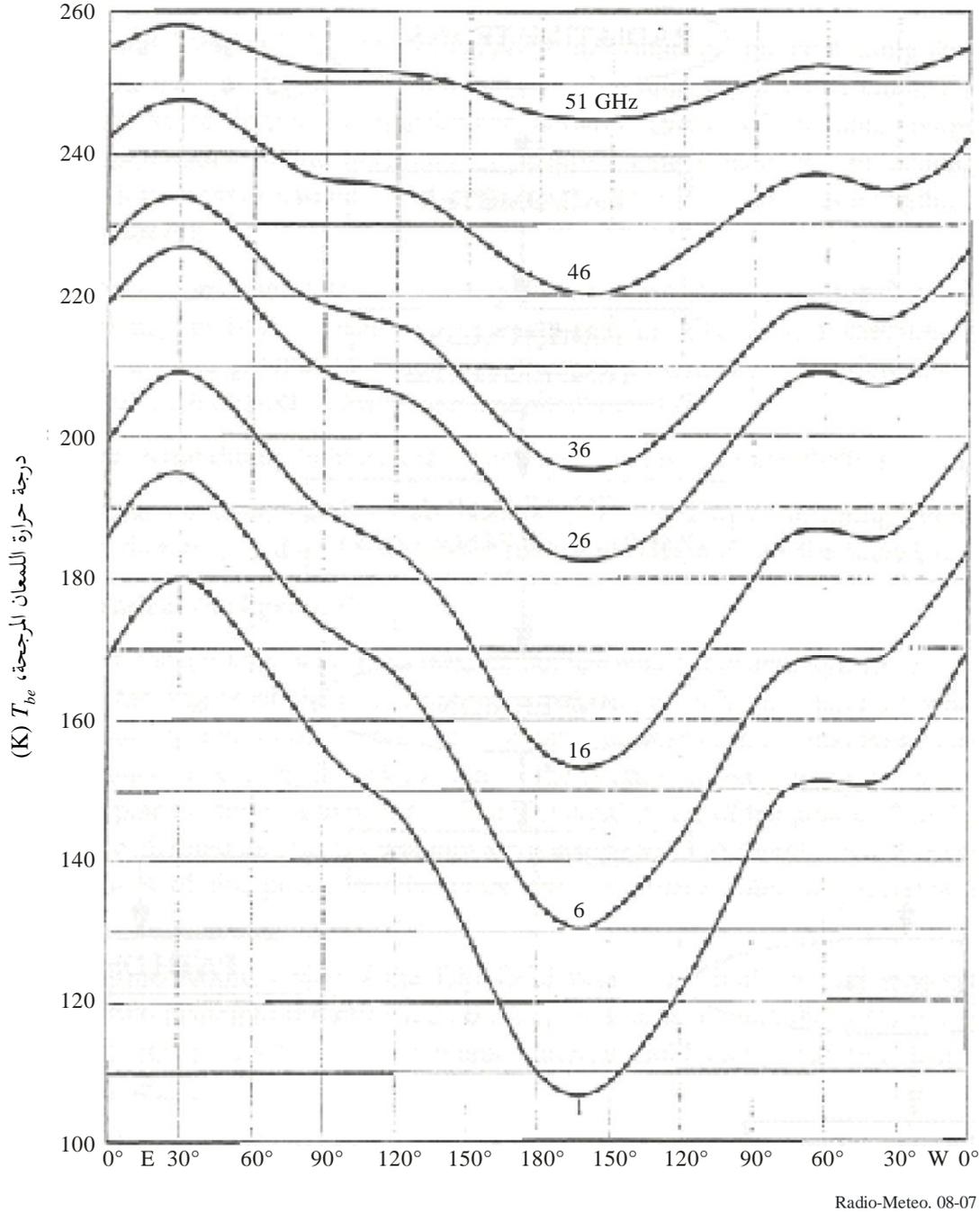
وفيما يتعلق بالغطاء النباتي، وفي ترددات أعلى من حوالي 10 GHz، فإن الإشعاع المنبعث من الغطاء النباتي يهيمن على مساهمة التربة الواقعة تحته، حتى في حالة النباتات القصيرة. وفي حالة الغابات أو المحاصيل الزراعية ذات الأوراق والسيقان الكبيرة نسبياً (مثل الذرة وعباد الشمس) تكون مساهمة النباتات مهمة أيضاً نزولاً حتى 1,4 GHz. وبثية الموجات الصغيرة للسطوح المزروعة أعلى عموماً من 0,85 وتنطوي على فروق صغيرة بين الاستقطابين الرأسي والأفقي [Ferrazzoli et al., 1992].

وآثار الثلج على البث مهمة عموماً عند ترددات عالية (فوق حوالي 10 GHz عموماً). ويتحكم في البثية مجموع كمية الثلج (المعبر عنها بالاستقطاب المكافئة من الماء) والرطوبة. ومن شأن وجود طبقات عميقة من الثلج الجاف أن يخفض البثية إلى قيمة 0,8 عند 10 GHz و0,6 عند 37 GHz. ومن ناحية أخرى، يتم الحصول على قيم بثية عالية في حالة الثلج الرطب [Ulaby et al., 1982].

وبالنسبة لساتل في مدار ثابت بالنسبة إلى الأرض، يمكن الحصول على درجة حرارة الهوائي بحساب درجة حرارة المعدن في كل اتجاه بواسطة المعادلة (6.8) في أحوال معروفة من حيث الجو وسطح الأرض، ثم حساب تكامل القيم الناتجة لمخطط الهوائي (الفص الرئيسي). وقد تم ذلك لساتل ذي حزمة غوسية تغطي الأرض بافتراض قيم متوسطة للأرض والظروف الجوية لترددات تتراوح من 1 إلى 50 GHz [Njoku and Smith, 1985]. وترد النتائج في الشكل 7.8.

## الشكل 7.8

درجة حرارة المعان المرجحة للأرض كدالة لخط الطول  
المرئي من مدار ثابت بالنسبة إلى الأرض في ترددات بين 1 و 51 GHz



## 5.8 تقدير القياس الراديوي للتوهين وطول المسير

## 1.5.8 لمحة عامة

يتميز سلوك المسير الراديوي عبر الغلاف الجوي بكميتين رئيسيتين: وهما توهين المسير وتأخر المسير، وكلاهما يمكن التعبير عنه من حيث الانكسارية المعقدة (انظر التوصية ITU-R P.453):

$$(9.8) \quad N = N_0 + N'(f) + j N''(f)$$

ويتوقف التوهين على الجزء المتخيل  $N''(f)$ ، في حين يرتبط التأخر بالحدين الحقيقيين.

والحدود الثلاثة في الانكسارية المعقدة هي دالات الحالة المادية للهواء، أي درجة الحرارة والضغط الجوي وكثافة بخار الماء. وحالما تُعرف هذه المعلمات، يمكن الحصول على الانكسارية، وبالتالي التوهين وتأخر المسير بفضل هذه المعلمات المادية.

وتربط معادلة النقل الإشعاعي درجة حرارة المعدن المقيسة إشعاعياً  $T_b$  بالجانبية الرأسية لدرجة حرارة الجو والامتصاص، ويتوقف هذا الأخير بدوره على توزيع مكونات الامتصاص. ومن ثم يمكن استخدام المعادلة (5.8)، وهي التعبير المبسط لمعادلة النقل الإشعاعي، لاستخراج تقديرات كل من توهين المسير والطول الزائد بواسطة خوارزميات القلب.

ومع ذلك، ينبغي ألا يغرب عن البال أن المعادلتين (4.8) و(5.8) هما معادلتان تكاملتان، ومن ثم لا يتمخض إجراء القلب عن حل بسيط مباشر.

### 2.5.8 تقدير التوهين بالقياس الراديوي

إن التطبيق المعهود للقياسات الإشعاعية لدرجة حرارة المعدن هو استخراج توهين المسير عند تردد مقياس الإشعاع. ولدى إدخال درجة الحرارة المشعة الفعالة أو الوسطية  $T_{mr}$  المعرفة بوصفها:

$$(10.8) \quad T_{mr} = \frac{\int k_a(r) T(r) e^{-\tau(0,r)} dr}{\int k_a(r) e^{-\tau(0,r)} dr} \quad \text{K}$$

يمكن تبسيط المعادلة (5.8) إلى:

$$(11.8) \quad T_b = T_0 (1-t) + T_{mr} t \quad \text{K}$$

حيث  $t$  هي بثية الوسط ( $t = e^{-\tau}$ ).

وهذه المعادلة، عندما تحل فيما يخص  $t$ ، تعطي من أجل التوهين بوحدة dB التعبير:

$$(12.8) \quad A = 10 \log_{10} \left( \frac{T_{mr} - T_0}{T_b - T_0} \right) \quad \text{dB}$$

وهي المعادلة الشائعة الاستخدام لتحويل درجات حرارة المعدن  $T_b$  المقيسة إشعاعياً في توهين المسير  $A$ . ومع ذلك، ينبغي أن يقتصر استخدام المعادلة (12.8) على القيم المنخفضة لتوهين المسير. وفي الواقع، كلما ازداد هذا التوهين فإن مقياس الإشعاع يقيس قيم درجة حرارة المعدن  $T_b$  أقرب فأقرب إلى درجة حرارة الغلاف الجوي المشعة الفعالة  $T_{mr}$ ، مما يؤدي إلى انخفاض شديد في دقة التوهين المحسوب.

وتتوقف قيمة  $T_{mr}$ ، التي تضم معلومات عن التبعية الرأسية للخواص الفيزيائية للغلاف الجوي، على التردد وعلى المعلمات المادية والمناخية المحلية. واستخدام هذا الثابت الوحيد ليحل محل جانبية جوية متفاوتة لا ينال كثيراً من دقة خوارزمية القلب حتى 50 GHz ولدرجات حرارة لمعان سماوية أقل من نحو 100 K (أي في غياب المطر). وفي الواقع، من شأن خطأ في درجة الحرارة  $T_{mr}$  بمقدار 10 K أن يؤدي إلى حوالي 5 في المائة خطأ في التوهين  $A$ ، في تردد 30 GHz، وهو خطأ مهم في خطوة أولى من التقريب.

وتقدر  $T_{mr}$  (حوالي 270 K عموماً) انطلاقاً من درجة حرارة سطح الأرض أو من سير الغلاف الجوي المحيط عبر متوسطات شهرية مناخية. ويمكن افتراض وجود علاقة خطية لتقدير أول لقيمة  $T_{mr}$  من درجة الحرارة السطحية  $T_s$  بضرب هذه الأخيرة بقيمة 0,95 للنطاق 20 GHz و0,94 للنطاق 30 GHz.

والاشتقاق المباشر لتوهين المسير في نفس التردد التشغيلي لمقياس الإشعاع بواسطة المعادلة (12.8) هو أبسط عملية قلب لمعادلة النقل الإشعاعي (5.8)، في حالة امتصاص منخفض في الغلاف الجوي وفي غياب التشتت. وتستبدل جانبية درجة الحرارة بقيمة واحدة ثابتة ويتم حساب تكامل خصائص الامتصاص على طول المسير من حيث إجمالي الامتصاص الناتج.

وقد شاع استخدام هذا الإجراء في الماضي، بوصفه تطبيق القياس الإشعاعي الرئيسي في الانتشار الراديوي للحصول على إحصاءات التوهين في غياب منار ساتلي. وبما أن الترددات كانت منخفضة نسبياً (14/11 GHz)، فقد استوفى شرط التوهين المنخفض عموماً، حتى خلال الفترات المطيرة.

### 3.5.8 تقدير تأخر مسير الانتشار

يكون طول المسير الكهربائي لإشارة راديوية تنتشر عبر الغلاف الجوي أطول من المسير المادي بمسافة تسمى "طول المسير الكهربائي الزائد"  $R$ ، وهو متناسب مع تكامل جانبية الانكسارية  $N$  على طول المسير. وكثيراً ما يعبر عن طول المسير الزائد بوصفه زمن "تأخر المسير المقابل". وقيمة  $R$  على وجه الدقة أمر بالغ الأهمية لعدة تطبيقات، مثل علم الفلك الراديوي قياس التداخل بخط أساس طويل جداً (VLBI)، وتتبع الصواريخ وملاحة المركبات الفضائية ونظم تحديد المواقع (GPS) القائمة على السواتل [Solheim, 1993].

وكلا الأيونوسفير والتروبوسفير مسؤول عن تأخر المسير. وسيقتصر النظر هنا على آثار التروبوسفير. وتبحث مسألة تأخر المسير بسبب الأيونوسفير في التوصية ITU-R P.531.

وبما أن المساهمة في تأخر المسير بسبب المائيات الجوية أخفض مرتبتين فيما يتعلق بالغازات، فيمكن إهمالها ويمكن تمثيل الانكسارية غير التشتتية تجريبياً كمجموع المكونة بسبب الهواء الجاف بالإضافة إلى المكونة بسبب بخار الماء، على النحو الوارد في التوصية ITU-R P.453.

ويمكن التعبير عن إجمالي طول المسير الزائد الناتج في المقابل بوصفه مجموع المكونتين الجافة والرطبة:

$$(13.8) \quad R_{tot} = R_{dry} + R_{wet} = 0,00228 P + \frac{1 \ 790 \ V}{T_s} \quad \text{cm}$$

حيث  $P$  هو الضغط الكلي (hPa)، و  $T_s$  درجة الحرارة السطحية (K) و  $V$  هو المحتوى الكلي لبخار الماء على طول المسير.

وتتراوح قيمة  $R_{tot}$  من 220 إلى 270 سنتيمتراً، عند مستوى سطح البحر في اتجاه السم. وتعزى أكبر مساهمة دون منازع إلى الجو الجاف، وهي أيضاً منمذجة بدقة ومتناسبة طردياً مع الضغط الجوي. ولذا فإن  $R_{dry}$ ، وهي حوالي 240 سنتيمتراً، ليست المصدر الرئيسي لعدم الدقة شريطة أن يقاس الضغط الجوي بدقة.

وتتراوح قيمة المكونة الرطبة،  $R_{wet}$ ، بسبب طبيعة استقطاب جزيئات الماء، من 5 إلى 60 سنتيمتراً. وبما أن هذه المكونة متغايرة إلى حد كبير في تأخر التروبوسفير فهي المصدر الرئيسي للخطأ بالنسبة لدقة نظم الجيوديسيا وتحديد المواقع ومن ثم يجب قياسها بشكل دقيق للغاية.

وتقوم الأساليب المشتركة على قياسات المسابير الراديوية لجانبية درجة الحرارة وبخار الماء، ولكنها ليست ممثلة لتغاير الزمن وتميل إلى الفشل عند تطبيق قيمة  $V$  المقاسة على مسيرات منخفضة الارتفاع، حيث لا يمكن تطبيق افتراض الطبقات الأفقية.

ومن شأن القياسات الإشعاعية أن تساعد كثيراً في توفير تقديرات للمحتوى من البخار وبالتالي قيمة  $R_{wet}$  على طول المسير الفعلي موضع الاهتمام. ومع أن البث الإشعاعي للبخار متناسب مع درجة الحرارة المحلية، وبينما تتمتع الانكسارية بسبب بخار الماء بعلاقة عكسية مع درجة الحرارة، فقد أثبت القياس الإشعاعي لبخار الماء أنه دقيقاً جداً. ومرد ذلك على ما يبدو هو تركيز بخار الماء في أدنى مستويات الغلاف الجوي عند درجات حرارة متسقة إلى حد ما.

وتبلغ الدقة المحرزة في التقدير الإشعاعي للكميات الزائدة في طول المسير بضعة ميلليمترات في السم وحوالي 2 سنتيمتر لزوايا ارتفاع منخفضة جداً.

## 6.8 الاستشعار عن بُعد المنفعل لتكوين الغلاف الجوي

### 1.6.8 لمحة عامة

يتطلب الأمر، في عدد من الحالات، معرفة توهين المسير عند ترددات مختلفة عن تلك التي يتم فيها تشغيل مقاييس الإشعاع، وذلك غالباً في نطاقات تكون فيها الآثار المترتبة على مكونات بسيطة في الجو ذات صلة بتطبيقات الانتشار، عموماً لتعريف سوية "السماء الصافية" وإزالة التقلبات الدورية بسبب النظام نفسه.

وفي هذه الحالات ثمة حاجة إلى شكل من أشكال تدرج التردد. ثم هناك حاجة إلى سلسلة من القياسات عند ترددات مختلفة لقلب المعادلة (5.8) على نحو أكثر تفصيلاً لاستخراج كثافة مكونات الغلاف الجوي كدالة للارتفاع. ومن هذه المعرفة يمكن استخراج التوهين عند ترددات أخرى.

وتبعية درجة حرارة اللعان لمعلومات الغلاف الجوي ليست خطية. ويمكن وصف التوزيع الرأسي للاستجابة من حيث درجة حرارة اللعان بواسطة دالات الترجيح التي تعبر عن المساهمة النسبية في ازدياد اللعان في أي سوية بسبب فرادى المكونات. ومع أن جانبيات دالات الترجيح تحسب بالنسبة لدرجة الحرارة وبخار الماء والماء السائل في عدة ترددات، فإن استخراج التوزيعات الرأسية الكاملة للماء في الغلاف الجوي بواسطة القياسات الإشعاعية ليست عملية بسيطة وليست مطلوبة تماماً لتطبيقات الانتشار الراديوي.

ويمكن اقتراح تبسيط مرضٍ عندما نعتبر أن المحتويات المتكاملة من البخار والسائل على طول المسير متناسبة مع التوهين المستخرج بالقياس الإشعاعي. والخيار السليم لترددات القياس الإشعاعي التي تستوفي هذا الشرط على أفضل وجه يسمح بعدئذ باستخراج إجمالي محتويات الماء في الغلاف الجوي، وبالتالي بتقدير التوهين الناتج في أي تردد كذلك، بواسطة نماذج الامتصاص وتقديرات طول المسير الزائد.

### 2.6.8 محتوى الماء في الغلاف الجوي

يمكن بشكل عام، في حالة الغلاف الجوي غير الممطر وغير المشمت، التعبير عن معامل الامتصاص  $k_a$  الكلي بوصفه مجموع مساهمات امتصاص الأكسجين وبخار الماء والماء السائل:

$$(14.8) \quad k_a = k_{o2} + k_v + k_L \quad \text{dB/km}$$

وفي ظروف رطوبة معتدلة، تكون معاملات الامتصاص متناسبة تقريباً مع كثافة كل من الأكسجين وبخار الماء والماء السائل، على التوالي.

عندئذ يمكن التعبير عن التوهين الكلي كما يلي:

$$(15.8) \quad A = A_o + A_v + A_L = A_o + a_v V + a_L L \quad \text{dB}$$

حيث  $V$  و  $L$ ، معر عنهما بوحدة  $\text{kg/m}^2$  أو  $\text{mm}$ ، هما محتوى البخار والماء المتكامل أو الكلي، على التوالي، على طول المسير، و  $a_v$  و  $a_L$  (dB/mm) هما معاملات امتصاص الكتلة المقابلين.

ويمكن استخدام المعادلة (15.8) لحساب التوهين الجوي في غياب المطر عند تردد معين بعد أن يتوفر الارتفاعان  $V$  و  $L$  المتكاملان. ويتم الحصول على قيم  $A_o$  و  $a_v$  و  $a_L$  على أساس رصدات المسابير الراديوية بتطبيق نماذج نظرية لحساب الامتصاص بسبب الأكسجين والبخار والماء [Liebe, 1989؛ Liebe et al., 1993].

وفيما عدا القياس المباشر لإجمالي محتوى الماء من سبر طبقة الهواء العلوي، من الممكن بالقياس الإشعاعي استخراج  $V$  و  $L$  باستخدام المعادلة (15.8) في ترددين مناسبين، مما يسمح بتقدير التوهين في الوقت الفعلي في التردد المطلوب، مباشرة على طول المسير المرصود [Solimini, 1988].

وجدير بالملاحظة أن المحتويات المتكاملة هي واصفات تقريبية للتوزيعات الرأسية للماء. وفي الواقع من الممكن لجانبيات مختلفة أن تتوافق مع نفس القيم  $V$  و  $L$ . ومع ذلك، يمكنها أن تقوم بتقديرات مرضية لخصائص الغلاف الجوي، بقدر م يتعلق الأمر بامتصاص المسير الكلي.

### 3.6.8 استخراج محتوى الماء في الغلاف الجوي بالقياس الإشعاعي

من الممكن، بالنسبة لمقياس إشعاع ثنائي القنوات يعمل في تردد  $f_1$  و  $f_2$ ، كتابة المعادلة (15.8) كما يلي:

$$(16.8) \quad A_1 = A_{01} + a_{v1}V + a_{L1}L \quad \text{dB}$$

$$(16.8) \quad A_2 = A_{02} + a_{v2}V + a_{L2}L \quad \text{dB}$$

حيث  $A_1$  و  $A_2$  هما التوهينان المستخرجان من درجات حرارة اللمعان الإشعاعي بواسطة المعادلة (12.8).

ويسمح قلب المعادلتين (16.8) و (16.8) بتقدير الكميتين  $V$  و  $L$  من القياسات الإشعاعية لتوهين المسير في ترددين يتم اختيارهما بحيث يكون الإشعاع المنبعث حساساً بشكل خاص لبخار الماء في أحد من الترددين وللماء السائل في السحب في التردد الآخر.

ويتوقف استخراج محتوى بخار الماء الكلي  $V$  على جانبية ارتفاع كثافة بخار الماء. وعندما تكون هذه الجانبية أسية تقريباً، يمكن اختيار تردد على أحد جناحي ذروة الامتصاص بقيمة GHz 22,235 بحيث يعوض توسيع التأثير الناجم عن الضغط عن تأثير الجانبية. وفي هذه الحالة يكون استخراج  $V$  مستقلاً عن ارتفاع مقياس الجانبية. ولهذا السبب غالباً ما يتم اختيار تردد من GHz 20,6 أو GHz 23,8 بمثابة التردد الأدنى، مع حساسية عالية لبخار الماء. وغالباً ما يتم اختيار التردد الأعلى بقيمة GHz 31,5، وهي أكثر حساسية للماء السائل، لأن هذا التردد يقع في نطاق محمي (مخصص لعلم الفلك الراديوي) [Westwater et al., 1990]. وبصفة عامة، كلما ازداد الفرق من حيث امتصاص المكونتين في الترددين، ازدادت دقة الاستخراج.

ويمكن قلب المعادلتين (16.8) و (16.8) باشتقاق تعبير منفرد لكل من  $V$  و  $L$ ، على النحو التالي:

$$(17.8) \quad V = c_{0v} + c_{1v}A_1 + c_{2v}A_2$$

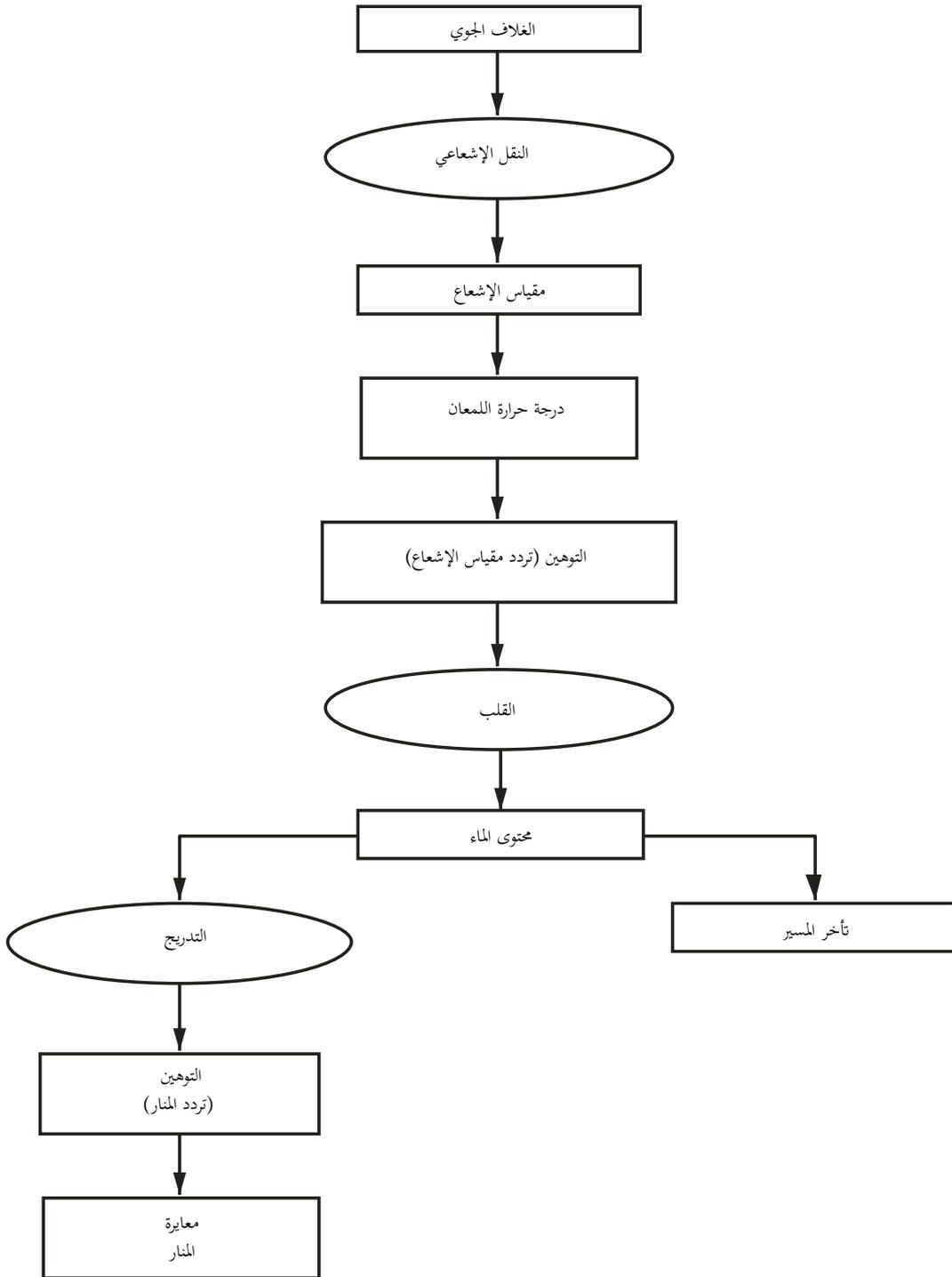
$$(17.8) \quad L = c_{0L} + c_{1L}A_1 + c_{2L}A_2$$

حيث  $c_{ij}$  هي معامل قلب يلخص الخواص الفيزيائية للموجات الصغيرة في الغلاف الجوي من خلال معاملات امتصاص الكتلة  $a_{ij}$  في المعادلتين (16.8) و (16.8). ويتم معايرة معامل القلب  $c_{ij}$  من بيانات السبر الراديوي على أساس إحصائي باستخدام نماذج نظرية.

ويوضح الشكل 8.8 في مخطط بياني إجراء الاستخراج الإشعاعي لمحتوى الماء في الغلاف الجوي ومعلمات المسير المقابلة.

## الشكل 8.8

## إجراء الاستخراج الإشعاعي لتوهين المسير



Radio-Meteo. 08-07

## 4.6.8 معاملات الاستخراج والتدرج

معاملات الاستخراج والتدرج  $c_{ij}$  و  $a_{ij}$  هما المعلمتان الأساسيتان لاشتقاق محتوى الماء في الغلاف الجوي من القياسات الإشعاعية ولتقييم التوهين في ترددات أخرى، على التوالي.

وكلاهما يتوقف على التردد ودرجة الحرارة، وإلى حد ما على  $V$  و  $L$ ، من خلال تبعية متصالبة تربط بين  $a_v$  و  $L$  وبين  $a_L$  و  $V$ .

ويحتاج الأمر، في الإجراء الكامل، إلى كل من المعاملين  $c_{ij}$  و  $a_{ij}$ ، الأول في ترددات القياس الإشعاعي، والثاني في تردد التدرج. وبما أن هذين المعاملين مترابطان، لا يستخدم سوى  $a_{ij}$  في معظم الحالات، كذلك بسبب الاتساق المادي. ويمكن حساب معامل امتصاص الكتلة  $a_{ij}$ ، وبالتالي معامل الاستخراج  $c_{ij}$ ، بواسطة كل من الطريقة المادية والخوارزميات الرجعية على السواء.

وتستند الطريقة المادية فقط إلى بيانات السبر الراديوي، ومنها يحتسب التوهين الكلي في المعادلة (15.8) بواسطة نماذج نظرية. ويتم الحصول على المحتوى الكلي لبخار الماء  $V$  من جانبية كثافة بخار الماء المقيسة مباشرة بالسبر الراديوي.

وينشأ المزيد من الصعوبات عندما يتعين تقدير إجمالي السائل  $L$ ، وذلك لأن المسبار الراديوي لا يستشعر الماء السائل مباشرة. ومن هنا ضرورة تحديد وجود السائل وكثافته عن طريق كميات أخرى، وهي كثافة البخار المحلي  $\rho_v(z)$  عموماً. وقد وضعت نماذج متطورة لهذا الغرض، ومع ذلك ما زال وجود السائل وكميته الإجمالية مصدر قدر كبير من أحوال عدم الدقة.

ولكن جانب عدم اليقين هذا موجود كذلك في تحليل الانحدار الخطي الإحصائي، الذي يطبق عادة لاسترجاع معاملات  $c_{ij}$ ، مباشرة من القياسات الإشعاعية، بواسطة المعادلتين (17.8أ) و (17.8ب). وتتم وفقاً لهذا النهج، في الواقع، مقارنة التوهينات المقيسة إشعاعياً لقيمتي  $V$  و  $L$  اللتين تم الحصول عليهما من عمليات السبر الراديوي، عبر قاعدة بيانات مفيدة إحصائياً.

وجدير بالملاحظة أن قيم  $A_0$  للأكسجين هي ببساطة مجموع التوهين في السمات، ولذلك ينبغي تصحيحها لمراعاة الارتفاع الفعلي. ويمكن تصحيح الأكسجين بواسطة قانون قاطع التمام.

ويظهر معامل امتصاص كتلة البخار  $a_v$  قدراً محدوداً جداً من تباين الزمان والمكان، مما يسمح باستخدام قيمة واحدة فقط لمناطق واسعة. وهذا التباين أكثر حدة في حالة  $a_L$ ، مما يدل على تقلبات بين المواقع وبين الصيف والشتاء مما يؤدي إلى فوارق في حدود بضعة أعشار dB، من حيث مجموع توهين الماء السائل. ويمكن أن يعزى هذا السلوك إلى كل من تبعية درجة الحرارة وقبوع المعايير المفترضة لتحديد وجود السائل وكميته.

وحساسية التوهين المتدرج إزاء الأخطاء في المعاملات  $a_{ij}$  ليست عالية جداً. والتباين بمقدار 0,01 dB/mm في قيمة  $a_v$ ، يؤدي إلى أقل من 0,1 dB من الخطأ في التوهين  $A$  في السماء الصافية وإلى 0,4 dB في الأحوال الرطبة ( $V = 40$  mm). وبالنسبة لمعامل السائل  $a_L$ ، فإن خطأ بمقدار 0,1 dB/mm يسبب اختلافات بمقدار 0,1 dB في جو رطب ( $L = 1$  mm).

وتسهل عدة عوامل في الخطأ في تحديد القياس الإشعاعي للتوهين في الغلاف الجوي. ويتطلب استخراج  $V$  و  $L$ ، على وجه الخصوص، كلاً من القياس المادي للإشعاع وتقدير لعدد من العلامات، يسهم كل منها في عدم اليقين الكلي [Westwater, 1978].

أولاً، فيما يتعلق بالمعادلة (12.8)، لا يمكن تحديد الحرارة المشعة،  $T_{mr}$ ، بالضبط ما لم يعرف التوزيع الرأسي الكامل للحرارة. ومع ذلك، نجد باستخدام البيانات المناخية أن الانحراف المعياري  $T_{mr}$  يقتصر على بضع وحدات Kelvin دون 40 GHz.

ويعطى توهين الأكسجين  $A_0$  كتابت في المعادلة (15.8) وفي إجراء الاسترجاع اللاحق، بينما يتغير بالنسبة لموقع معين وفصل معين بنحو 5 في المائة نتيجة للتغيرات في درجة الحرارة والضغط.

وعلاوة على ذلك، ترتبط قيم مجموع بخار الماء  $V$  بالقياسات الإشعاعية لدرجة حرارة اللمعان وبالتالي بجميع العوامل التي تحدد المعايير المطلقة للأداة.

والأخطاء موجودة أيضاً في معاملات التوهين بسبب بخار الماء، والتي تنشأ من أحوال عدم اليقين في الثوابت الجزيئية وبسبب الاختلافات في جانبيات الامتصاص الرأسية، والتي لا يمكن التنبؤ بها مناخياً.

ويتسم سائل السحب بأهمية حرجة بسبب تبعية معامل امتصاص الماء الشديدة لدرجة الحرارة (انظر الفصل 7). وإذا لم تتوفر معلومات مستقلة عن درجة حرارة قاعدة السحابة وارتفاع القاعدة أو سماكتها، يمكن القول إن عدم اليقين في متوسط درجة حرارة السحب قد يكون بسهولة حوالي 5 درجة مئوية.

وخلاصة القول، عندما تكون كمية المياه مرتفعة، أكثر من 5 ميلليمترات مثلاً من إجمالي الارتفاع، ترتفع درجة الخطأ كثيراً ومن المرجح أن تؤثر على استخراج قيمة البخار كذلك.

## المراجع

- BARBALISCIA, F. [1994] Reference Book on Radiometry and Meteorological Measurements, 2nd. OPEX Workshop, ESA WPP-03 Vol.3, Noordwijk, 8-10 Nov. 1994.
- CLARK, W.W., MILLER, J.E. and RICHARDSON, P.H. [1984] Sky brightness temperature measurements at 135 and 215 GHz. IEEE Trans. Ant. Prop., Vol. AP 32, 929-933.
- FERRAZZOLI, P., PALOSCIA, S., PAMPALONI, P., SCHIAVON, G. and SOLIMINI, D. [1992] Sensitivity of Microwave Measurements to Vegetation Biomass and Soil Moisture Content: A Case Study. IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing, Vol. GE-30, No. 4, pp. 750-756.
- GIBBINS, C.J., WRENCH, C.L. and CROOM, D.L. [1975] Clear sky atmospheric emission measurements at frequencies of 22, 95, 110, 123 and 150 GHz. Int. J. of Infrared and Mm-Waves, Vol. 5, 1443-1472.
- GIBBINS, C.J. [1988] The effects of the atmosphere on radio wave propagation in the 50 - 70 GHz frequency band. Journal of the Institution of Electronic and Radio Engineers, Vol. 58, No. 6 (Suppl.), pp. S229-S240.
- HARRIES, J.E. [1976] The distribution of water vapour in the stratosphere. Rev. Geophys. Space Phys., Vol. 17, 565-575.
- LIEBE, H.J. [1989] *MPM* An atmospheric millimetre-wave propagation model. Int. Journal of Infrared and Millimetre waves, No. 10, pp. 631-650.
- LIEBE, H.J., HUFFORD, G.A., COTTON, M.G. [1993] Propagation modelling of moist air and suspended water/ice particles at frequencies below 1 000 GHz. AGARD 52nd Specialists' meeting of The EM Wave Propagation Panel, Palma de Majorca, Spain, 17-21 May 1993.
- NJOKU, E.G. and SMITH, E.K. [1985] Microwave antenna temperature of the Earth from geostationary orbit. Radio Sci., Vol. 20, 3, 591-599.
- NOAA, NASA and USAF [1976] US Standard Atmosphere, 1976. US Supt. of Documents, Washington, DC, 20402, Stock No. 003-017-00323-0.
- NORDBERG, W., CONAWAY, J., ROSS, D.B. and WILHEIT, T. [1971] Measurements of microwave emission from a foam-covered sea, J. Atmos. Sci., 38, 429-435.
- POINTER, R.L. and PICKETT, H.M. [1984] Submillimetre, millimetre and microwave spectral line catalogue. JPL Publication 80-23, Rev. 2, Caltech, JPL, Pasadena, CA, 91103, USA.
- SLOBIN, S.D. [1982] Microwave noise temperature and attenuation of clouds: Statistics of these effects at various sites in the United States, Alaska and Hawaii. Radio Sci., Vol. 17, 6, 1443-1454.
- SMITH, E.K. [1982] Centimetre and millimetre wave attenuation and brightness temperature due to atmospheric oxygen and water vapour. Radio Sci., Vol. 17, 6, 1455-1464.
- SOLHEIM, F.S. [1993] Use of pointed water vapour radiometer observations to improve vertical GPS surveying accuracy. Thesis submitted to the Faculty of the Graduate School of the University of Colorado for the degree of Doctor of Philosophy, Dept. of Physics.
- SOLIMINI, D. [1988] Measurement of atmospheric water content by ground-based microwave radiometry. FUB Internal Report 1B4588.
- ULABY, F.T., MOORE, R.K. and FUNG, A.K. [1981] Microwave Remote Sensing. Active and Passive, Vol. 1. Addison Wesley, Reading (USA).
- ULABY, F.T., MOORE, R.K. and FUNG, A.K. [1982] Microwave Remote Sensing. Active and Passive, Vol. 2. Addison Wesley, Reading (USA).
- ULABY, F.T., MOORE, R.K. and FUNG, A.K. [1986] Microwave Remote Sensing. Active and Passive", Vol. 3. Artech House, Deadham (USA).

WATERS, J.V. [1976] Absorption and emission by atmospheric gases. *Methods of Experimental Physics*, Vol. 12B, Radio Telescopes, Ed. M.L. Meeks, 142-176, Academic Press, New York, NY, USA.

WESTWATER, Ed R. [1978] The accuracy of water vapour and cloud liquid determination by dual-frequency ground-based microwave radiometry. *Radio Science*, Vol. 13, No. 4, pp. 677-685.

WESTWATER, Ed. R., SNIDER, Jack B., FALLS, Michael J. [1990] Ground-based radiometric observations of atmospheric emission and attenuation at 20.6, 31.65, and 90.0 GHz: A comparison of measurements and theory. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, Vol. 38, No. 10, pp. 1569-1580.

## الفصل 9

### الاستقطاب المتقاطع والتباين المناحي

يمكن، باستخدام الاستقطابات المتعامدة، البث عبر قناتي معلومات مستقلتين باستخدام نفس التردد الحامل عبر وصلة وحيدة. ولئن كانت قنوات الاستقطاب المتعامد معزولة تماماً من الناحية النظرية، فإن درجة ما من التداخل بينها أمر لا مفر منه نظراً لعدم كمال خصائص استقطاب الهوائيات وآثار فقدان الاستقطاب على مسير الانتشار. والمصادر الرئيسية لهذا الاستقطاب المتقاطع في أطوال الموجات السنتيمترية والميليمترية هما امتصاص المائيات الجوية وتشتتها.

ويحدث الاستقطاب المتقاطع بسبب نقص التناظر الكروي في المائيات الجوية وبسبب ميلها لتوجه مفضل.

وقد قامت عدة إدارات بتجارب تهدف إلى جمع البيانات ووضع طرائق للتنبؤ بزوال الاستقطاب؛ ويسعى بعض هذه الطرائق إلى تقييم كامل مصفوفة النقل في الوسط بينما تركز الأخرى على قياسات مباشرة لزوال الاستقطاب. وهذا النهج الأول، وهو الأكثر اكتمالاً، يسمح بتمحيص أعمق في الآليات المادية التي تسبب زوال الاستقطاب وتؤدي مباشرة إلى مفهوم وسط النقل "المتباين المناحي" ومتوسط اتجاه المائية الجوية و"زاوية الميل" وزوج من المعايير الأساسية (تدعى "شبه مادية")، وهي تحكم ظاهرة زوال الاستقطاب برمتها. والنهج الثاني، وهو أكثر أهمية، يسمح مباشرة بتقصي العلاقة بين زوال الاستقطاب والتوهين، وهو الهدف النهائي لتصميم نظم الاتصالات.

وقد ثبت أن كلا النهجين ينطوي على منفعة متبادلة في تحديد بعض معلمات النماذج الأولية وفي إمكانية التحقق المتبادل.

ويرسي هذا الفصل أساس الموضوع كله ويعرض، أولاً، الخلفية الرياضية للمعلومات شبه المادية ثم يستعرض تباعاً علاقتها بالكميات موضع الاهتمام في ممارسة الهندسة: زوال الاستقطاب تمييز الاستقطاب المتقاطع، (XPD) والتوهين متحد الاستقطاب (CPA).

### 1.9 الخلفية الرياضية

يمكن نمذجة المائيات الجوية على نحو جيد في هيئة جسيمات ذات تناظر دوراني يتحدد اتجاهها بواسطة زوايا محور الدوران نسبة إلى نظام مرجعي. وعلى افتراض أن المرجع هو نظام ديكارتي يتكون من محوري سين وعين ( $x-y$ ) في مستو عرضاني ومحور صاد ( $z$ ) على طول اتجاه الانتشار، فإن إسقاط محور الدوران على المستوي  $x-y$  يحدد، إلى جانب المحور  $z$ ، مستوى غالباً ما يشار إليه باسم "المستوي الرئيسي الأول (أو مستوي التناظر) للجسيم". ومن ثم يمكن تعريف "المستوي الرئيسي الثاني" بأنه المستوي الذي يحتوي على اتجاه الانتشار والمتعامد مع المستوي الأول. ويشار إلى رسم المستويين الرئيسيين في المستوي العرضاني باسم "الاتجاهين الأساسيين".

ولن يحدث أي استقطاب متقاطع إذا كان متجه المجال الكهرومغناطيسي الوارد على كل جسيم موجهاً على طول واحد من الاتجاهين الرئيسيين. وفي الحالة المعاكسة، ونظراً للاتساع التفاضلي والطور في مكونات مجال التشتت الأمامي على طول الاتجاهين الرئيسيين، يحدث الاستقطاب المتقاطع.

#### 1.1.9 حالة الاستقطاب في الموجة

إن التعبير العام لمتجه الشدة الكهربائية في موجة كهرومغناطيسية عرضانية (TEM) منتشرة على طول المحور  $z$  هو:

$$\mathbf{E}(t) = \text{Re}(\mathbf{E}e^{j(\omega t - kz)}) = \text{Re}[(\mathbf{u}_x E_x + \mathbf{u}_y E_y)e^{j(\omega t - kz)}] =$$

$$(1.9) \quad \mathbf{u}_x |E_x| \cos(\omega t - kz + \varphi_x) + \mathbf{u}_y |E_y| \cos(\omega t - kz + \varphi_y)$$

حيث:

$E$  هو متجه معقد ومكونته،  $E_x = |E_x| e^{j\phi_x}$  و  $E_y = |E_y| e^{j\phi_y}$ ، هما طوران (اتساعان معقدان)؛ و  $u_x$  و  $u_y$  هما متجها وحدة في اتجاه الإحداثيين  $x$  و  $y$ ؛ و  $\omega$  هو التردد الزاوي، و  $t$  الزمن و  $k$  رقم الموجة.

وعموماً يصف رأس المتجه الكهربائي (1.9) قطعاً ناقصاً يمكن توصيفه بواسطة معلمات مكافئة مختلفة: وبما أن القدرات المطلقة ليست موضع اهتمام بصدد المشكلات المتعلقة بالاستقطاب، فإن المعلمات التي تصف حجم القطع الناقص تُحمل حيث يكون موضع الاهتمام بدلاً من ذلك فقط تلك المعلمات التي تصف ملامح القطع الناقص، مثل النسبة المحورية وميل المحاور. وتستند التمثيلات الواردة في الأدبيات العلمية إلى معلمتين حقيقيتين أو معلمة معقدة واحدة. ومن أبرزها ما يلي:

A نسبة الاستقطاب الخطي:

$$(2.9) \quad P_l = \frac{E_y}{E_x}$$

$$(3.9) \quad P_c = \frac{E_{rhcp}}{E_{lhcp}} = \frac{1 + jP_l}{1 - jP_l} \quad \text{نسبة الاستقطاب الدائري:} \quad B$$

حيث:

$$(4.9) \quad E_{rhcp} = \frac{1}{\sqrt{2}} (E_x + jE_y) \quad \text{و} \quad E_{lhcp} = \frac{1}{\sqrt{2}} (E_x - jE_y)$$

هما اتساع كل من المكونتين المستقطبتين دائرياً بالتيامن والتياسر على التوالي.

$$(5.9) \quad \Phi = \phi + j\phi' \quad \text{زاوية الاستقطاب المعقد:} \quad C$$

$$(6.9) \quad \tan(\Phi) = P_l \quad \text{أو} \quad e^{j2\Phi} = P_c \quad \text{المحددة بإحدى المعادلتين:}$$

وتسمح هذه المعلمة بالتعبير عن متجه استقطاب عام في الشكل النمطي:

$$(7.9) \quad E = \begin{pmatrix} \cos \Phi \\ \sin \Phi \end{pmatrix} \quad \text{أو} \quad E = u_x \cos \Phi + u_y \sin \Phi$$

$$(8.9) \quad \Phi = \tan^{-1}(P_l) \quad \text{أو} \quad \Im m(\Phi) = \phi' = -\frac{1}{2} \ln |P_c| \quad \text{و} \quad \Re e(\Phi) = \phi = \frac{1}{2} \angle P_c = \quad \text{حيث}$$

( $\phi$ ) في وحدة Radian و  $\phi'$  في وحدة Neper؛ يلاحظ أن  $\phi' = -\infty$  في حالة استقطاب دائري متيامن بينما  $\phi' = +\infty$  في حالة استقطاب دائري متياسر)

D "النسبة المحورية" و "زاوية الاستقطاب": الأولى هي النسبة بين المحور الرئيسي والمحور الثانوي في القطع الناقص:

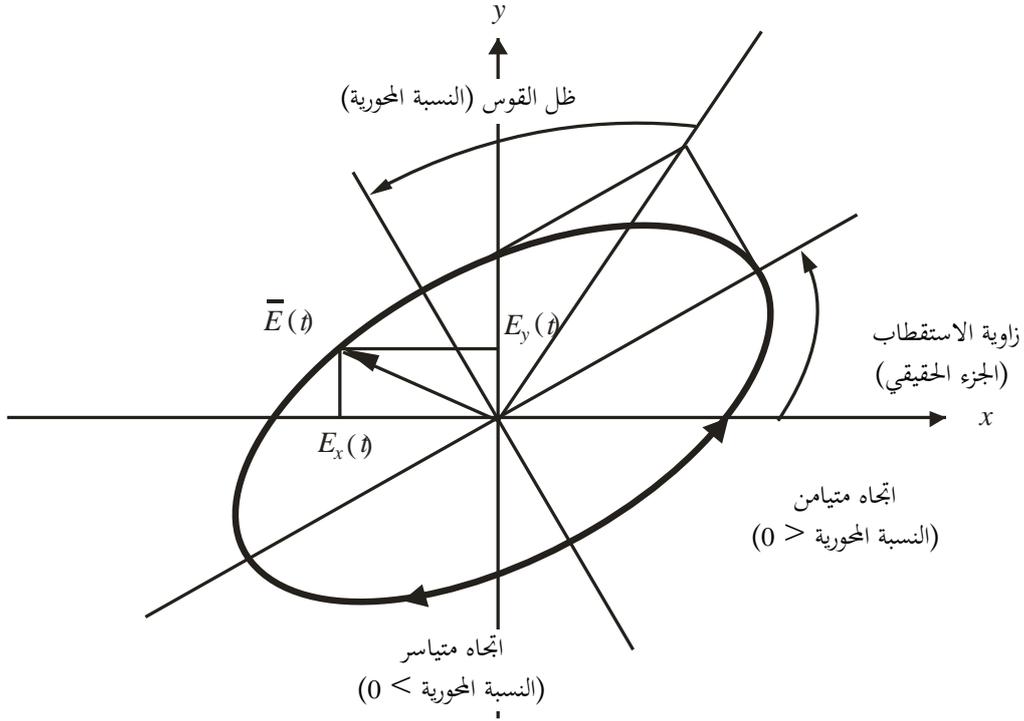
$$(9.9) \quad r = \frac{1 + |P_c|}{1 - |P_c|} = \frac{1 + e^{-2\phi'}}{1 - e^{-2\phi'}} = \cot \operatorname{anh}(\phi')$$

والثانية، أي ما يساوي  $\phi$ ، هي الزاوية بين المحور الرئيسي والمحور  $x$ ، انظر الشكل 1.9.

ويلاحظ أن المعادلة (9.9) لا لبس فيها، ذلك لأن القيمتين الناتجتين تختلفان بمقدار  $\pi$  ومن ثم تحددان اتجاهاً واحداً. ويلاحظ أيضاً أنه إذا تم وصف القطع الناقص بالاتجاه الميامن، تكون النسبة المحورية سالبة، والعكس بالعكس. وبالنسبة لاستقطاب خطي، تقترب النسبة المحورية من اللانهاية.

## الشكل A.1.2.9

## القطع الناقص للاستقطاب



Radio-Meteo. 09-01

$$(10.9) \quad \mathbf{E} = u_x \cos \alpha + u_y \sin \alpha e^{j\psi} \quad \text{المجال الكهربائي "المخفضة": } \mathbf{E} = u_x \cos \alpha + u_y \sin \alpha e^{j\psi}$$

وعلى أساس هذه التسوية يتم تقييد إجمالي القدرة لكي تأخذ قيمة ثابتة، وتُفترض مكونة  $x$  كمرجع طور. والمعلمة الأولى،  $\alpha$ ، التي يتراوح مداها من 0 إلى  $\frac{\pi}{2}$ ، تعطي تقسيم القدرة بين المكونتين  $x$  و  $y$ ؛ أما المعلمة الثانية  $\psi = \varphi_y - \varphi_x$  فهي الطور النسبي بين هاتين المكونتين، ويمكنها أن تأخذ أي قيمة في زاوية الانعطاف. والميزة الرئيسية لهذا التمثيل هي أنه لن يصبح مفرداً، مهما كان الاستقطاب قيد النظر.

والتنقلات الرياضية الجبرية لتحويل هذه المعلمات إلى تلك التي تصف التمثيلات الأخرى واضحة في كلا الاتجاهين وقد حذفت رغبة في الإيجاز.

## 2.1.9 الاستقطابات المتعامدة

ثمة استقطابان عامان هما  $E_d$  (ويسمى تقليدياً الاستقطاب المباشر) و  $E_x$  (ويسمى الاستقطاب المتقاطع) متعامدان عندما يكون إجمالي القدرة المنقولة  $E_d + E_x$  يساوي مجموع القدرات المنقولة إفرادياً بكل استقطاب؛ وهذا ما يحدث عندما يكون الناتج العددي يساوي الصفر:

$$(11.9) \quad \mathbf{E}_d \cdot \mathbf{E}_x^* = 0$$

(شرط التعامد). وبالإشارة إلى التمثيل (10.9) وتسمية  $\alpha_d$  و  $\psi_d$  معلمتي توصيف  $E_d$  (الاستقطاب المباشر) و  $\alpha_x$  و  $\psi_x$  لتوصيف  $E_x$  (الاستقطاب المتقاطع)، يصبح شرط التعامد:

$$(12.9) \quad \psi_x = \psi_d + \pi \quad \text{و} \quad \alpha_x = \frac{\pi}{2} - \alpha_d$$

أو ما يكافئ ذلك:

$$(13.9) \quad P_{l,d} P_{l,x}^* = P_{c,d} P_{c,x}^* = -1$$

ويتمتع القطعان الناقصان للاستقطابين المتعامدين بنفس النسبة المحورية وتبادل اتجاه المحورين وتعاكس اتجاه الدوران.

ويمكن أن يتحلل أي متجه عام  $A$  على طول هذين الاستقطابين لإعطاء المكونتين  $A_x$  و  $A_d$  بحيث يكون:

$$(14.9) \quad A = A_d E_d + A_x E_x$$

وتعطي هاتان المكونتان بالناجحين العدديين:

$$(15.9) \quad A_x = A \cdot E_x^* \quad \text{و} \quad A_d = A \cdot E_d^*$$

### 3.1.9 قناة النقل ثنائية الاستقطاب

تعتمد الطريقة العامة لوصف قناة راديوية ثنائية الاستقطاب على استخدام مصفوفة تناسب دخل مكونات الشدة الكهربائية إلى خرج مكونات الشدة:

$$(16.9) \quad \text{متجه الشدة الكهربائية المرسل والمستقبل} \begin{pmatrix} E_{xr} \\ E_{yr} \end{pmatrix}, \begin{pmatrix} E_{xt} \\ E_{yt} \end{pmatrix}$$

$$\text{مصفوفة النقل التي يعطي عنصرها العام } T_{ij} \text{ مكونة الشدة الكهربائية الواردة على طول المحور } i \text{ عندما يرسل متجه} \begin{pmatrix} T_{xx} & T_{xy} \\ T_{yx} & T_{yy} \end{pmatrix}$$

وحدة لوحده على طول المحور  $z$ .

$$(18.9) \quad \text{معادلة قناة النقل الأساسية} \begin{pmatrix} E_{xr} \\ E_{yr} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_{xx} & T_{xy} \\ T_{yx} & T_{yy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} E_{xt} \\ E_{yt} \end{pmatrix}$$

(يلاحظ أن محدد هذه المصفوفة لا يتغير إزاء أي تدوير للنظام المرجعي)

$$\delta_{xy} = T_{xy} / T_{yy} \text{ نسبة الاستقطاب المتقاطع المعقدة (الواردة على } x \text{ عندما ترسل على } y)$$

$$(19.9) \quad \delta_{yx} = T_{yx} / T_{xx} \text{ نسبة الاستقطاب المتقاطع المعقدة (الواردة على } y \text{ عندما ترسل على } x)$$

$$(20.9) \quad \text{"استقطاب متقاطع" أو "تمييز استقطاب متقاطع" (مرسل من } y) \quad XPD_y = -20 \log_{10} |\delta_{xy}|$$

$$\text{"استقطاب متقاطع" أو "تمييز استقطاب متقاطع" (مرسل من } x) \quad XPD_x = -20 \log_{10} |\delta_{yx}|$$

$$(21.9) \quad \text{"عزل الاستقطاب المتقاطع" (إشارات مستقبلة على } x \text{ عندما ترسل من } x \text{ و } y) \quad XPI_x = -20 \log_{10} \left| \frac{T_{xy}}{T_{xx}} \right|$$

$$\text{"عزل الاستقطاب المتقاطع" (إشارات مستقبلة على } y \text{ عندما ترسل من } x \text{ و } y) \quad XPI_y = -20 \log_{10} \left| \frac{T_{yx}}{T_{yy}} \right|$$

$$(22.9) \quad \text{نسبة الاستقطاب المتقاطع المعقدة} \quad \Delta A_{xy} = T_{xx} / T_{yy}$$

$$(23.9) \quad \text{مصفوفة النقل في الاستقطاب الدائري، حيث} \begin{pmatrix} C_{rr} & C_{rl} \\ C_{lr} & C_{ll} \end{pmatrix}$$

$$(24.9) \quad \left. \begin{aligned} C_{rr} &= \frac{1}{2} \left[ (T_{xx} + T_{yy}) + j(T_{yx} - T_{xy}) \right] \\ C_{ll} &= \frac{1}{2} \left[ (T_{xx} + T_{yy}) - j(T_{yx} - T_{xy}) \right] \\ C_{rl} &= \frac{1}{2} \left[ (T_{xx} - T_{yy}) + j(T_{yx} + T_{xy}) \right] \\ C_{lr} &= \frac{1}{2} \left[ (T_{xx} - T_{yy}) - j(T_{yx} + T_{xy}) \right] \end{aligned} \right\}$$

$$(25.9) \quad \delta_{rl} = C_{rl} / C_{ll} \quad \text{نسبة الاستقطاب المتقاطع في استقطاب دائري (تُستقبل يمينا عند الإرسال)}$$

$$(26.9) \quad \delta_{lr} = C_{lr} / C_{rr} \quad \text{نسبة الاستقطاب المتقاطع في استقطاب دائري (تُستقبل يساراً عند الإرسال)}$$

$$(27.9) \quad E_{I,II} = \begin{pmatrix} T_{yy} - T_{xx} \mp \sqrt{(T_{yy} - T_{xx})^2 + 4T_{xy}T_{yx}} \\ -2T_{yx} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C_{rl} + C_{lr} \mp \sqrt{(C_{rr} - C_{ll})^2 + 4C_{rl}C_{lr}} \\ j(C_{rr} - C_{ll}) + j(C_{rl} - C_{lr}) \end{pmatrix} = \text{متجهات ذاتية}$$

(متجهات تمر عبر الوسط دون فقدان استقطابها؛ مكونات استقطاب خطي حتى لو كان التعبير عنها بواسطة معاملات "C").

$$(28.9) \quad G_{I,II} = \exp(-\Gamma_{I,II}) = \frac{1}{2} \left[ (T_{yy} + T_{xx}) \pm \sqrt{(T_{yy} - T_{xx})^2 + 4T_{xy}T_{yx}} \right] = \frac{1}{2} \left[ C_{rr} + C_{ll} \pm \sqrt{(C_{rr} - C_{ll})^2 + 4C_{rl}C_{lr}} \right] \quad \text{قيم ذاتية}$$

(نسبة معقدة بين مكونات الخرج والدخل للمتجهات الذاتية عندما تمر عبر الوسط).

القيم الذاتية ثابتة إزاء أي دوران في النظام المرجعي؛ وجدأوها، ثابت أيضاً، يعطي محدد مصفوفة النقل.

يمكن تمثيل القيم الذاتية في الشكل النمطي (7.9):

$$(29.9) \quad E_I = \begin{pmatrix} \cos \varphi_I \\ \sin \varphi_I \end{pmatrix}, \quad E_{II} = \begin{pmatrix} \cos \varphi_{II} \\ \sin \varphi_{II} \end{pmatrix}$$

الأمر الذي يُبرز زوج المعلمات  $\varphi_I$  و  $\varphi_{II}$  ويحدد بشكل كامل توجهات المحاور والنسب المحورية للقواطع الناقصة للاستقطاب المميزة (انظر المعادلتين (6.9) و (7.9))؛ وتسمى هذه الزوايا زوايا الميل المميزة للوسط.

والمعلمتان  $\Gamma_I$  و  $\Gamma_{II}$  في المعادلة (28.9) تعبران عن القيم الذاتية في شكل أسّي وتعطيان التوهين (بوحددة Neper) وطور الانزياح الإضافي (بوحددة Radian) الذي يحدث بسبب الاستقطابات الذاتية عند عبور الوسط.

وفي المشاكل المتعلقة بالاستقطاب، لا أهمية للمقادير المطلقة من دخل وخرج المتجهات، ومن ثم يمكن تسوية حدود مصفوفة النقل بشكل اعتباطي. وهذا يقلل من عدد المعلمات موضع الاهتمام الفعلي من أربعة إلى ثلاثة (معقدة). وتبعاً لذلك، يمكن

اعتبار النسبة بين القيم الذاتية، دون فقدان العمومية، بدلاً من القيمتين الذاتيتين على حدة. وبالإشارة إلى القيم الأسية  $\Gamma_{I,II}$  يُعبّر عن نسبة القيم الذاتية بالفرق:

$$(30.9) \quad \Delta = \Gamma_{II} - \Gamma_I$$

الذي يدعى "التباين المناحي". (ويعرّف الاستقطاب الذاتي الأول باعتباره الأقل توهيناً بحيث يصبح الجزء الحقيقي للتباين المناحي إيجابياً بالتعريف).

والخلاصة هي أن المعلومات المعقدة الثلاث  $\phi_I$  و  $\phi_{II}$  و  $\Delta$  تحدد تماماً سلوك القناة الأكثر عمومية بقدر ما يتعلق الأمر بخصائص الاستقطاب؛ ومن هذه المعلومات تكون  $\phi_I'$ ،  $\phi_{II}'$  و  $\Delta$  ثابتة إزاء أي محاور دوران مرجعية في حين تختلف  $\phi_I$  و  $\phi_{II}$  في الاتجاه المعاكس إزاء دوران المحاور المرجعية، وبذلك تحدد التوجه المطلق للقواطع الناقصة للاستقطاب الذاتي.

وثمة معلمة أخرى، ليست مستقلة عن هذه، تدعى "دليل التجانس الطولاني" ويعرّف بأنه:

$$(31.9) \quad L = \frac{T_{xy} - T_{yx}}{T_{xx} + T_{yy}}$$

ويمكن أيضاً النظر فيه رغبة في الاكتمال؛ وقيمتها تساوي صفر في حالة الوسط المتجانس طولانياً. وهو ثابت أيضاً إزاء أي دوران لمحاور مرجعية.

#### 4.1.9 نماذج الوسط المبسطة

قلما يتطلب الأمر تطبيق الوصف العام المنظور أعلاه في كامل تعقيده. إذ يمكن في الممارسة العملية استخدام نموذجين مبسطين، دون خسارة كبيرة في الدقة. وهما، بالترتيب التنازلي من حيث التعقيد، "نموذج الوسط المتجانس" الذي يمكن توصيفه بواسطة معلمتين معقدتين (أربعة حقيقية)، و"نموذج المستويات الرئيسية" الذي يمكن توصيفه بواسطة ثلاث معلمات حقيقية [Dintelmann, 1994]، [COST 205, 2002]. وباستخدام وسطين متتاليين من هذا النمط الأخير يمكن التفكير بنموذج آخر "نموذج مجموعتي البيانات" مما يسمح بفصل آثار المطر عن آثار الجليد. ويمكن وصف هذا النموذج بواسطة أربع معلمات حقيقية شريطة وضع بعض الفرضيات التبسيطية بشأن مجموعتي بيانات المطر والثلج (انظر لاحقاً) [Martellucci et al., 1993].

##### 1.4.1.9 نموذج الوسط المتجانس طولانياً

إنطلاقاً من هذا الافتراض، وهو صالح في طائفة شتى من الظروف العملية، فإن الشروط:

$$(32.9) \quad T_{xy} = T_{yx} \quad (\text{أو ما يكافؤها } C_{rr} = C_{ll} \text{ أو } L = 0)$$

$$(33.9) \quad E_I \cdot E_{II} = 0$$

$$(34.9) \quad p_{I,I} p_{I,II} = -1$$

تنطبق؛ وتسمح هذه الشروط بكتابة الاستقطابين الذاتيين في شكل نمطي كما يلي:

$$(35.9) \quad E_{II} = \begin{pmatrix} \cos \Phi \\ \sin \Phi \end{pmatrix}, \quad E_I = \begin{pmatrix} -\sin \Phi \\ \cos \Phi \end{pmatrix}$$

ويترتب على ذلك أن المتجهات الذاتية تفضي إلى قطعين ناقصين بنفس النسبة المحورية وتوجهات المحاور المتبادلة. ومن ثم يكفي زاوية استقطاب معقد وحيدة لتوصيف كلا الاستقطابين الذاتيين؛ ومن أصل الزاويتين الممكنتين، تعتبر الزاوية التي يشكلها الاستقطاب الذاتي الثاني (الأكثر توهيناً) إزاء المحور  $x$  على أنها تمثل الوسط؛ ويشار إلى هذه الزاوية، في الأدبيات، باسم "زاوية الميل المعقدة". والاستقطابان الذاتيان متعامدان هندسياً وليس من حيث القدرة (أي أن اقتراضهما لا ينفك تماماً) إذ لا يتم وصف القواطع الناقصة النسبية بالاتجاه المعاكس للدوران (يلاحظ فعلاً أن المعادلة (34.9) ليست شرط التعامد (13.9)).

وباستخدام تباين المناحي وزاوية الميل المعقدة يمكن كتابة مصفوفة النقل [Capsoni et al., 1981] كما يلي:

$$(36.9) \quad T = \exp\left(-\frac{\Gamma_I + \Gamma_{II}}{2}\right) \begin{pmatrix} \cosh(\Delta/2) - \sinh(\Delta/2) \cos 2\Phi & -\sinh(\Delta/2) \sin 2\Phi \\ -\sinh(\Delta/2) \sin 2\Phi & \cosh(\Delta/2) + \sinh(\Delta/2) \cos 2\Phi \end{pmatrix}$$

وفيها، عندما تقترب  $\Delta$  من الصفر، أي يصبح الوسط متناحياً، تقترب المصفوفة من الوحدة ويعطي معامل الشكل الأسّي حد الانتشار العادي. ويلاحظ أن هذا المعامل، وهو ثابت إزاء تغيير توجه المحاور المرجعية، يساوي محدد كامل مصفوفة النقل (17.9)؛ وعلاوة على ذلك فإن محدد المصفوفة بين قوسين هو الوحدة.

وباستخدام مكونات مجال الاستقطاب الدائري لدينا، في المقابل:

$$(37.9) \quad E_{II\text{circ}} = \begin{pmatrix} e^{j\Phi} \\ e^{-j\Phi} \end{pmatrix}, E_{I\text{circ}} = \begin{pmatrix} je^{j\Phi} \\ -je^{-j\Phi} \end{pmatrix}, T = \exp\left(-\frac{\Gamma_I + \Gamma_{II}}{2}\right) \begin{pmatrix} \cosh(\Delta/2) & -\sinh(\Delta/2)e^{j2\Phi} \\ -\sinh(\Delta/2)e^{-j2\Phi} & \cosh(\Delta/2) \end{pmatrix}$$

وتكون نسبة الاستقطاب المتقاطع في الحالتين هي:

$$(38.9) \quad \delta_{rl,lr} = -\tanh(\Delta/2)e^{\pm 2j\Phi} \quad \text{و} \quad \delta_{xy,yx} = \frac{-\tanh(\Delta/2)\sin 2\Phi}{1 \pm \tanh(\Delta/2)\cos 2\Phi}$$

ويكون التعبير الواضح لتقييم تباين المناحي وزاوية الميل، بدءاً من نسب الاستقطاب المتقاطع، كما يلي:

$$(39.9) \quad \Delta = 2 \operatorname{arctanh} \sqrt{\delta_{rl}\delta_{lr}}; \quad \Re(\Phi) = \frac{1}{2} [\angle \delta_{rl} - \angle \sqrt{\delta_{rl}\delta_{lr}} \pm \pi], \quad \Im(\Phi) = \frac{1}{4} \ln |\delta_{lr} / \delta_{rl}|$$

(علامة الجذر التربيعي لقيمة  $\Delta$  غير سالبة، وقيمة  $\Re(\Phi)$  مختزلة إلى المدى  $(-\pi/2 \text{ to } \pi/2)$ ).

#### 2.4.1.9 نموذج المستويات الرئيسية

يتميز هذا النموذج بنفس الشروط التي يتميز بها النموذج الأسبق إضافة إلى الشرط التالي:

$$(40.9) \quad (\Phi = \text{real} \quad \text{أو} \quad |\delta_{rl}| = |\delta_{lr}| \quad \text{أو} \quad \frac{1}{\delta_{xy}} - \frac{1}{\delta_{yx}} = \text{real})$$

وفي هذه الحالة يتبين أن الاستقطابين الذاتيين خطيان ومتعامدان كل إزاء الآخر. وهذه الحالة، وهي الأولى المتصورة تاريخياً في الأدبيات، بدئية بصفة خاصة لأنها تصف حالة محاور مائيات جوية متساوية الاتساق أو جميع المستويات الرئيسية للمائيات الجوية المتوازية فيما بينها. وفي هذه الحالة يحدد التوجه المشترك لزوايا الميل ما يسمى "المستويات الرئيسية للوسط كله"، المشار إليها بتعبير "الاتجاهات الرئيسية" التي تنتشر على امتدادها موجتان مستقطبتان خطياً دون زوال استقطابهما. وفي الواقع إن توازي جميع اتجاهات تناظر المائيات المفردة هو تقييد شديد للغاية إذ إن النموذج ينطبق أيضاً، من حيث المبدأ، في حالة توزيع متناظر لتوجهات المحاور (وفي هذه الحالة تعطى المستويات الرئيسية بواسطة متوسط الاتجاه) أو في حالة المائيات الصغيرة، عندما ينطبق تشتت Rayleigh.

وعند وجود الاتجاهات الرئيسية، وباختيار نظام مرجعي مواز لهذه الاتجاهات، تصبح مصفوفة النقل قُطرية وتصبح الأجزاء الحقيقية والمتخيلة من تباين المناحي،  $\Re(\Delta)$  و  $\Im(\Delta)$ ، التوهين التفاضلي وزحزة الطور على طول الاتجاهات الرئيسية. ومع أن الوحدات الطبيعية لهذه الكميات هي Np و Rad، فإن هذه المعلمات تعطى عادة، لأسباب عملية، بوحدة dB وبالدرجات.

وبالنسبة لعلاقتها مع الواقع المادي للوسط، فإن معلمات "تباين المناحي" و"زاوية الميل" و"دليل التجانس الطولاني" تسمى "المعلمات شبه المادية".

## 3.4.1.9 نموذج مجموعتين من المائيات الجوية

في حالة أوساط ضعيفة الاستقطاب (تباينات المناحي أقل من 2-1 dB و 10-20 درجة مثلاً، وهي حالة يكاد من الممكن التحقق منها دائماً من الناحية العملية) ثمة نموذج مبسط يعكس سلوك أسرتين متفاعلتين من المائيات (المطر والجليد عموماً) يمكن تقييمه [Martellucci *et al.*, 1993]. ولهذا الغرض يمكننا أن نضع بالتسلسل وسطين بضرب المصفوفات لكل منهما، والعمل تبعاً على إجبار الوسط الإجمالي على مراعاة شرط الوسط المتجانس بوضع متوسطهما، بدلاً من الحدين للقطر الرئيسي في المعادلة (37.9).

ومن هذا التعبير يكون لدينا، بالنسبة لتباينات مناخ صغيرة، في شكل معيار:

$$(41.9) \quad \begin{bmatrix} C_{rr} & C_{rl} \\ C_{lr} & C_{ll} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & -\frac{\Delta_1}{2} e^{j2\Phi_1} \\ -\frac{\Delta_1}{2} e^{-j2\Phi_1} & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} 1 & -\frac{\Delta_2}{2} e^{j2\Phi_2} \\ -\frac{\Delta_2}{2} e^{-j2\Phi_2} & 1 \end{bmatrix} \equiv \begin{bmatrix} 1 & -\frac{\Delta_1}{2} e^{j2\Phi_1} - \frac{\Delta_2}{2} e^{j2\Phi_2} \\ -\frac{\Delta_1}{2} e^{-j2\Phi_1} - \frac{\Delta_2}{2} e^{-j2\Phi_2} & 1 \end{bmatrix}$$

حيث الملمات  $\Phi_1, \Delta_2, \Delta_1, \Phi_2$  هي النسب غير المعروفة ونسب الاستقطاب الدائري المفترض أنها معروفة (إما المقيسة أو المحسوبة).

وانطلاقاً من هذه التعبيرات يمكن تقييم ملمات الأسرتين بشكل منفصل شريطة وضع بعض الافتراضات المادية الإضافية عن هاتين الأسرتين. وهذه هي حال وسط مكون من المطر والجليد حيث يمكن وضع الافتراضات التالية:  $\Phi_1 = \text{real}$  لأن القطرات الكبيرة (الأكثر تبايناً في المناحي) تميل إلى أن تكون متساوية الاتساق، و  $\Phi_2 = \text{real}$  لأن تشتت Rayleigh ينطبق أيضاً بالنسبة لإبر الجليد. وعلاوة على ذلك، وبكتابة تباين مناخي المطر في شكل استقطاب:  $\Delta_1 = d_1 e^{j\alpha_1}$ ، تبين أن الحجة  $\alpha_1$  ثابتة إلى حد معقول ويمكن التنبؤ بها بافتراض توزيع حجم معين لقطرات المطر؛ وكذلك، على غرار أسرة الجليد، فإن تباين المناخي يكاد يكون كمية تخيلية بحتة مثل الثلج الجاف، لتقريب أول، لا تؤدي إلى التوهين؛ عندئذ يمكننا أن نكتب  $\Delta_2 = j d_2$  على أساس أن  $d_2$  حقيقية. ثم يتم تحديد الكميات الأربع  $\phi_1, d_2, d_1, \phi_2$  بقلب المعادلة (41.9). وتعطى قيمتها كما يلي:

$$(42.9) \quad d_2 = \frac{|\delta_{lr}^* e^{j\alpha_1} - \delta_{rl} e^{-j\alpha_1}|}{\cos \alpha_1} \quad d_1 = \frac{|\delta_{rl} + \delta_{lr}^*|}{\cos \alpha_1}$$

$$\Phi_2 = \frac{1}{2} \left[ \angle(\delta_{rl} e^{-j\alpha_1} - \delta_{lr}^* e^{j\alpha_1}) + \frac{\pi}{2} \right] \quad \Phi_1 = \frac{1}{2} \left[ \angle(\delta_{rl} + \delta_{lr}^*) \pm \pi \right]$$

وقد اعتمد العديد من الباحثين [Amaya, 2000؛ Van de Kamp, 2004] فرضية تسلسل طبقتين متجانستين من المائيات، واحدة مكونة من المطر والأخرى من بلورات الجليد، وذلك عند اقتراح طرائق لفصل مساهمات المطر والجليد في زوال الاستقطاب خلال أحداث مختلطة.

## 2.9 الفيزياء الدقيقة للوسط مزيل الاستقطاب

في هذا القسم، الذي يستند إلى حد كبير إلى مواد وضعت في [COST 255, 2002؛ Van de Kamp, 1994]؛ [Martellucci & Paraboni, 1998]، نبحث في نموذج الوسط المتجانس طولانياً الموصوف في المعادلة (36.9)؛ لنفترض أن

$$(43.9) \quad \Gamma_I + \Gamma_{II} = (\gamma_x + \gamma_y) l$$

حيث:

$l$  = طول التشتت المتجانس للجسيمات، ويتم تعريف ثابتي الانتشار النوعي  $\gamma_{x,y}$  على النحو التالي:

$$(44.9) \quad \begin{aligned} \gamma_x &= jk + \frac{2\pi}{k^2} \sum S_{xx}(f, a, \vartheta, \varphi) \\ \gamma_y &= jk + \frac{2\pi}{k^2} \sum S_{yy}(f, a, \vartheta, \varphi) \end{aligned}$$

ويعطى تباين المناحي وزاوية الميل المعقدة كما يلي:

$$(45.9) \quad \Delta = \frac{2\pi}{k^2} \sqrt{\sum (S_2 - S_1) \exp(+2j\varphi) \cdot \sum (S_2 - S_1) \exp(-2j\varphi)}$$

$$(9.46) \quad \Phi = \frac{j}{4} \ln \left[ \frac{\sum (S_2 - S_1) \exp(-2j\varphi)}{\sum (S_2 - S_1) \exp(+2j\varphi)} \right]$$

وفي كل هذه التعبيرات تشمل عملية الجمع كل الجسيمات في متر مكعب واحد واردة ضمن التشتت وحيث:

$$= f \quad \text{التردد}$$

$$= a \quad \text{نصف قطر المكافئ الحجمي للجسيم}$$

$$= \theta, \varphi \quad \text{الزاويتان اللتان تصفان التوجه المكاني لمحور الدوران لكل جسيم فيما يتعلق باتجاه الانتشار } z, \quad (0 < \vartheta \leq \pi)$$

$$\text{وفي المستوي العرضي } \left( -\frac{\pi}{2} < \varphi \leq +\frac{\pi}{2} \right)$$

$$= k \quad \text{عدد الموجات } \frac{2\pi}{\lambda}$$

$S_1(\theta)$  و  $S_2(\theta)$  = اتساعات التشتت الأمامي متحد الاستقطاب لمصفوفة تشتت جسيم واحد، عندما يكون المجال الكهربائي الوارد مستقطب خطياً على طول مستويات التناظر (ويعرف المستوي الطولاني "1" باتجاه الانتشار ومحور الدوران، ويحتوي المستوي الطولاني "2" انتشار الاتجاه وهو متعامد مع المستوى "1") [Poiars Baptista, 1994].

$$= S_{xx,yy} \quad \text{حدود مصفوفة تشتت جسيم واحد بتوجه عمومي:}$$

$$\left. \begin{aligned} S_{xx} &= \frac{S_1 + S_2}{2} + \cos(2\varphi) \frac{S_2 - S_1}{2} \\ S_{xx} &= \frac{S_1 + S_2}{2} - \cos(2\varphi) \frac{S_2 - S_1}{2} \\ S_{xy} &= S_{yx} = \frac{S_2 - S_1}{2} \sin(2\varphi) \end{aligned} \right\} = \begin{aligned} &\text{إتساعات التشتت الأمامي متحد الاستقطاب لمصفوفة تشتت جسيم} \\ &\text{واحد، عندما يكون المستوي الطولاني "2" هو ميل الزاوية } \varphi \text{ نسبة إلى} \\ &\text{المستوي } xz. \end{aligned}$$

## 1.2.9 وجود المستويات الرئيسية

يتميز الوسط بوجود المستويات الرئيسية ( $\Phi$  حقيقية) عندما يتحقق واحد على الأقل من الشرطين التاليين:

(1) يمكن حساب مصفوفة التشتت للجسيمات باستخدام تقريب Rayleigh للجسيمات الكروانية (وفي هذه الحالة يكون لكل الفوارق  $i$  ( $S_2 - S_1$ ) في المعادلة (46.9) نفس الحجة  $\varphi_i$  ويتبين أن حجة اللوغاريتم هي  $e^{-4j\Phi}$  حيث  $\Phi$  حقيقية، أو

(2) يكون التوزيع الإحصائي لتوجه محاور الدوران دالة متناظرة (وفي هذه الحالة يمكن كتابة كل  $\varphi_i$  في شكل  $\varphi_0 + \Delta\varphi_i$ ) (متوسط =  $\varphi_0$ ) ويفضي كل حد  $e^{2j\varphi_i}$  إلى حد حقيقي واحد  $\cos(2\Delta\varphi_i)$  وذلك بسبب تأون وجود جسيم له قيمة " $+\Delta\varphi_i$ " وآخر له قيمة " $-\Delta\varphi_i$ " بوزن متساوٍ. ومن ثم  $\Phi = \varphi_0$  حقيقية).

وقد تم التحقق من ذلك بالنسبة لكل النماذج المادية للوسط التالية.

### 2.2.9 نموذج محاور قطرات المطر متساوية الاتساق

في هذه الحالة هناك قيمة فريدة لكل من  $\theta_0$  و  $\varphi_0$ . ويعطى تباين المناحي وزاوية الميل للوسط كما يلي:

$$(47.9) \quad \Delta = \frac{2\pi}{k^2} l \int n(a) [S_2(f, a, \theta_0) - S_1(f, a, \theta_0)] da$$

$$(48.9) \quad \Im(\Phi) = 0, \Re(\Phi) = \varphi_0$$

حيث  $n(a)$  هو توزيع حجم قطرات المطر.

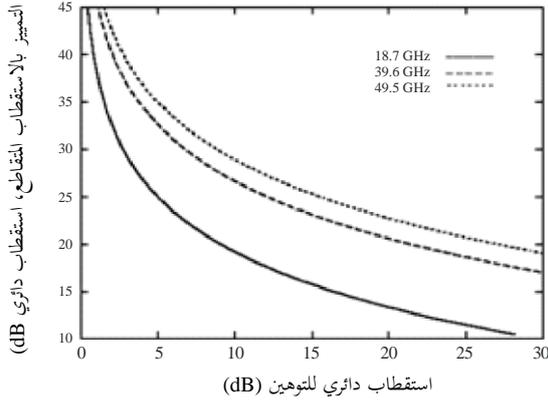
وهذه الحالة مناسبة لتمثيل المطر الشديد الذي يتميز بقطرات ببيضاوية مفلطحة كبيرة، وخاصة في حالة الوصلات الراديوية للأرض حيث الاضطراب محدود أو قص الرياح له تأثير لا يذكر على تباعد محاور القطرات.

وفي الشكلين A.2.9 و B.2.9 [COST 255, 2002] ثمة مثال لزوال استقطاب ناجم عن المطر، جرى تقييمه باستخدام هذا النموذج. وفي الحسابات تم تقييم هذه المعلمة بالنسبة لشدة مطر معينة، يفترض أنه منتظم على كامل طول المسير الممطر؛ ووضع نفس الافتراض لتقييم التوهين متحد الاستقطاب (CPA)، وأخيراً تم تمثيل التمييز بالاستقطاب المتقاطع (XPD) مباشرة بوصفه دالة التوهين متحد الاستقطاب؛ ووضعت الافتراضات الإضافية التالية:

- الترددات (Italsat): 18,7 و 39,6 و 49,5 GHz
- حرارة الماء = صفر درجة مئوية
- دليل انعكاسية الماء محسوب بطريقة [Ray, 1972]
- شكل القطرات = كروانية مفلطحة
- ارتفاع الوصلة = 41 درجة
- اتساق محاور القطرات:  $\theta_0 = 59$  درجة (تكملة الارتفاع)،  $\varphi_0 = 5$  و 10 و 30 و 45 درجة (ويمكن اعتبار الزاويتين الأخيرتين بمثابة زاويتي الاستقطاب الخطي كما تراه المحطة الأرضية في جو صافٍ)
- توزيع حجم قطرات المطر = Marshall-Palmer
- تحتسب مصفوفة تشتت القطرات باستخدام أسلوب مطابقة النقاط [Oguchi, 1983]
- طول المسير الممطر = 1 كيلومتر.

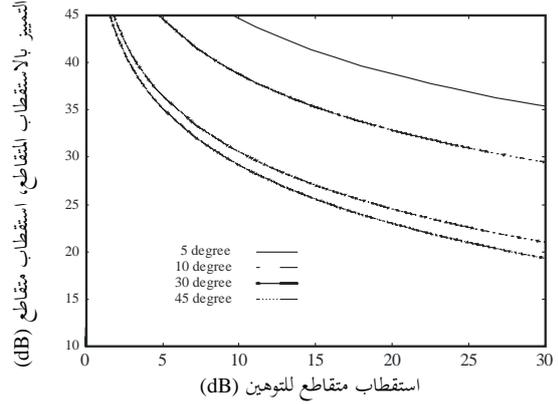
## الشكل A.2.9

التمييز بالاستقطاب المتقاطع المستحث بالمطر  
في استقطاب دائري كدالة للتوهين من أجل  
الترددات 18,7 و 39,6 و 49,5 GHz



## الشكل B.2.9

التمييز بالاستقطاب المتقاطع المستحث بالمطر  
في استقطاب خطي كدالة للتوهين من أجل التردد  
GHz 49,5  
والدرجات 5 و 10 و 30 و 45  
لزوايا الاستقطاب نسبة إلى الأفق



Radio-Meteo. 09-02

## 3.2.9 قطرات المطر غوسية التوزيع من حيث التوجه

يفترض هذا النموذج أن زاوية الميل الطولانية  $\theta$  وزاوية الميل العرضانية  $\varphi$  لمحاور المائيات الجوية هما متغيران عشوائيان يتميزان بتوزيعين غوسيين غير مترابطين بالتبادل. وفي هذه الحالة يكون مجموع تباين المناحي وزاوية الميل في الوسط كما يلي:

$$(49.9) \quad \Delta = r \frac{2\pi}{k^2} l \int n(a) [S_2(f, a, \theta_0) - S_1(f, a, \theta_0)] da$$

$$(50.9) \quad \Im m(\Phi) = 0 \quad \Re e(\Phi) = \varphi_0$$

وهذين التعبيرين مماثلين لما ورد في (47.9) و (48.9) في الفرع الأسبق ولكن الزاويتين  $\theta_0$  و  $\varphi_0$  هنا هما متوسط زاويتي إسقاط المحورين على المستويين الطولاني والعرضاني على التوالي و  $r$  هو معامل اختزال تباين المناحي، كما يلي:

$$(51.9) \quad r = \frac{1}{2} [1 + \exp(-2\sigma_\theta^2)] \exp(-2\sigma_\varphi^2)$$

حيث  $\sigma$  و  $s$  هما الانحرافان المعياريان لكل من  $\theta$  و  $\varphi$ . وقد تم إجراء تقدير لمعامل التخفيض في وصلة أرض من جانب [Aresu et al., 1993]: تم التوصل إلى قيمة قريبة من 0,6؛ أما في مسيرات السوائل فمن المتوقع أن تكون القيمة أخفض من ذلك.

وهذا النموذج مناسب لتمثيل مطر خفيف نسبياً، وخاصة في مسيرات السوائل التي تعبر طبقات اضطراب شديد. وجدير بالملاحظة أن التباين المناحي يميل إلى الانخفاض بتزايد زاوية الارتفاع وذلك لسببين: أولاً، يميل طول المسير الممطر إلى الانخفاض وبالتالي إلى خفض كل من التوهين وزحزحات الطور؛ وثانياً، تتناقص الزاوية  $\theta_0$  (بالقرب من مكمل زاوية الارتفاع) كذلك وبالتالي تخفض عدم تناظر القطرات كما تُرى على طول محور الانتشار.

وفي الآونة الأخيرة، تم استخدام مقياس فيديوي ذي بعدين لتوزيع القطرات لاستخلاص معلومات عن توزيعات حجم القطرة، وشكل فرادى القطرات وتوجهها وتأرجحها [Thurai et al., 2007]. ثم استخدمت هذه المعلومات لحساب التمييز بالاستقطاب المتقاطع (XPD) على طول وصلة أرض-فضاء. ومن المرتقب أن تعكس النتائج بشكل أفضل القياسات الحقيقية مقارنة بالحسابات التي تستخدم النماذج لمعرفة توزيعات حجم القطرات وشكلها وزوايا توجيهها.

## 4.2.9 إبر الجليد في السحب

مع أن جسيمات الجليد في السحب يمكن أن توجد في أشكال شتى (كرات، كريات، بلورات سداسية، لوحات، إبر وغيرها) يفترض عادة أن غالبيتها مكونة من الإبر كما يُستخدم نموذج منها يفترض عادة أن يقتصر عليها [COST 255, 2002].

ونظراً لوجود القوى الهوائية الدينامية والجاذبية والقوى الكهروستاتيكية، غالباً ما يفترض أن الإبر الجليدية تتوضع في المستوي الأفقي؛ ويمكن عندئذ النظر في حالتين متطرفتين: الحالة التي تكون فيها محاور الإبر متساوية الاتساق والحالة المعاكسة التي تكون فيها جميع التوجهات في المستوي الأفقي موجودة مع نفس الوزن في وقت واحد (توزيع متجانس).

وتبدو زاوية الميل المميزة حقيقية لسببين: لأن التشتت الأمامي للمجال الكهرومغناطيسي يمثل لتقريب Rayleigh، ولأن توزيع توجهات المحاور متماثل.

وفي حالة إبر الجليد متساوية الاتساق تعطى زاوية الميل بالعلاقة:

$$(52.9) \quad \Im(\Phi) = 0 \quad \Re(\Phi) = \arctan[-\cot(\gamma) \sin(\beta)]$$

حيث:

$\gamma$ : الزاوية المشكلة بمحاور إبر الجليد (الأفقية) إزاء المستوي الرأسي الذي يحتوي محور الانتشار،

$\beta$ : زاوية الارتفاع

وفي الحالة المعاكسة لتوزيع منتظم لتوجهات المحاور، يكون المستوي الرئيسي الأول في الوسط رأسياً دائماً.

أما بالنسبة لتباين المناحي، فتعطى قيمته كما يلي:

$$(53.9) \quad \Delta = \Delta_{max}(l) \sqrt{B^2 + C^2}$$

حيث  $\Delta_{max}$  هو أقصى تباين مناحي يقابل الحالة النظرية لإبر الجليد متساوية الاتساق في المستوي العرضي، وتعطى قيمته كما يلي:

$$(54.9) \quad \Delta_{max} = j \frac{(\epsilon - 1)\pi}{\lambda} I \cdot (c_2 - c_1)$$

ومعنى الملمات في هذه التعبيرات هو كما يلي:

$$\epsilon = \epsilon_r - j\epsilon_i = n^2 \quad \text{السماحية المعقدة للجليد}$$

$$= \lambda \quad \text{طول الموجة [mm]}$$

$$= I \quad \text{مجموع محتوى الجليد على طول مسير مائل [mm]}$$

$$c_{1,2} = \frac{1}{1 - (\epsilon - 1)a_{1,2}}$$

$$a_1 = \frac{m}{2 \cdot (m^2 - 1)} \left[ m - \frac{1}{2 \cdot \sqrt{m^2 - 1}} \ln \left( \frac{m + \sqrt{m^2 - 1}}{m - \sqrt{m^2 - 1}} \right) \right] \quad a_2 = 1 - 2a_1$$

$$a/b > 1 = m$$

$$= a, b \quad \text{المحور الرئيسي والمحور الثانوي للجسيم}$$

$$B = \sin(\beta) \langle \sin[2 \cdot (90 - \gamma)] \rangle$$

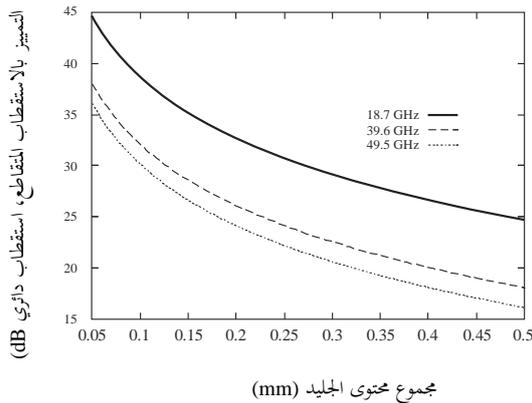
$$C = \langle \cos[2 \cdot (90 - \gamma)] \rangle - 0.5 \cdot \cos^2(\beta) \cdot \langle \cos[2 \cdot (90 - \gamma)] - 1 \rangle$$

مجموع متوسط المعلمة = < >

ويظهر في الشكل A.3.9 [Paraboni, 1997؛ COST 255, 2002] مثال لزوال الاستقطاب الناجم عن السحب  $XPD_{clouds}$  في استقطاب دائري؛ وقد تم تقييم هذه الكمية باستخدام النموذج الحالي وبافتراض أن توجه إبر الجليد (الأفقي) توجه عرضاني نسبة إلى مسير الانتشار. ولكن خلافاً للحالة السابقة، فإن التوهين هنا يكاد لا يذكر ومن ثم فهو غير صالح لأن يكون معلمة مستقلة لتقييم زوال الاستقطاب؛ ومن ثم افترض أن المحتوى الكلي للجليد في عمود الهواء المصادف على طول المسير بمثابة متغير مشترك؛ ويبدو أن هذا الخيار مريح للغاية بالنظر إلى أن المحتوى من الجليد هو كمية يمكن استخراجها من مصارف بيانات الأرصاد الجوية المعتادة. وهناك في الشكل B.3.9 مجموعة من  $XPD_{clouds}$  بافتراض توجهات مختلفة لإبر الجليد  $\gamma$  في المستوي الأفقي. وفي هذه الحالة يفترض أن زاوية الميل  $\Re(\Phi)$  المترتبة على تغير  $\gamma$  هي معلمة مستقلة.

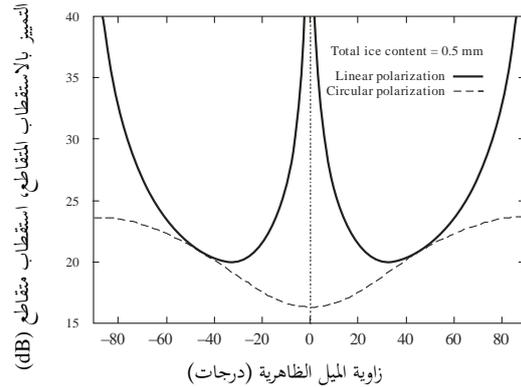
الشكل A.3.9

التمييز بالاستقطاب المتقاطع الناجم عن السحب  
في استقطاب دائري كدالة لمحتوى الجليد في  
عمود الهواء للترددات 18,7 و 39,6 و 49,5 GHz



الشكل B.3.9

التمييز بالاستقطاب المتقاطع الناجم عن السحب  
في استقطابين خطي ودائري كدالة لزاوية  
الميل الظاهرية للتردد 49,5 GHz



Radio-Meteo. 09-03

تشير الرصدات باستخدام إشارات الرادار المترابطة مع قياسات المنارات في النطاق Ka في اليابان إلى أن البلورات اللوحية، مثل لوحات القطاع والتشعبات ذات الأشكال المسطحة والعريضة عامةً قد تسهم بدور هام في زوال الاستقطاب على طول مسيرات أرض-فضاء [Maekawa et al., 1993].

## 5.2.9 زوال الاستقطاب الناجم عن الجليد أثناء سقوط المطر

هذه الحالة هي الأكثر إشكالية لأن تزامن حدوث المطر والجليد (الشائع نسبياً) يترك مجالاً لطائفة واسعة جداً من التشكيلات، سواء من حيث الحجم أم الطور. وفي معرض التصدي لهذه المشكلة ثمة نهج يربط، بالمعنى الإحصائي، مجموع محتوى الجليد  $I$  [mm] في عمود الهواء بشدة المطر بحيث تكون معلمة فريدة، التوهين بالاستقطاب المتقاطع CPA، بمثابة معلمة دافعة للتمييز بالاستقطاب المتقاطع (XPD) الناجم عن المطر والجليد على حد سواء [Paraboni et al., 1997]. والعلاقة المقترحة هي:

(55.9)

$$I_i = a_i \cdot R + b_i$$

حيث:

$i = 20\%$  و  $50\%$  و  $80\%$  تشير إلى مئينات إحصاءات محتوى الجليد المشروطة بشدة المطر  $R$  والمعلمتين

$$a_i = 0.0067, 0.0032, 0.0016$$

$$b_i = 0.07, 0.04, 0.02$$

تنطبقان على القيم المدرجة أعلاه "i" و  $R < 30 \text{ mm/h}$

بينما:

$$a_i = 0$$

$$b_i = 0.7, 0.4, 0.2$$

تنطبقان على القيم المدرجة أعلاه "i" و  $R > 40 \text{ mm/h}$

وثمة طرائق، جرى تحديدها كمعلمة أساسية في حساب  $XPD$  بسبب الجليد، اقترح الأخذ بها لاستخراج قيمة  $I$  [mm] من سلسلة زمنية من تفاضل زحزحة الطور الناجم عن الجليد تم الحصول عليها من قياسات  $XPD$  بعد فصل مساهمات المطر والجليد في زوال الاستقطاب [Amaya and Vanhoenacker-Janvier, 2000]. ومن شأن استخدام القيمة  $I$  [mm] المستخرجة على هذا النحو، لحساب  $XPD$  عند ترددات أخرى على نفس المسير، تمكين تقدير توزيعات أكثر دقة مما يمكن بالطرائق المعتمدة كلياً على التنبؤات.

### 3.9 تقييم معلمات النموذج

يتطلب تقييم الانحطاط الكلي لقناة راديوية تستخدم الاستقطاب الثنائي، من حيث المبدأ، معرفة الإحصاءات المشتركة للتوهين بالاستقطاب المتقاطع (CPA) والتمييز بزوال الاستقطاب المتقاطع (XPD). وفي الممارسة العملية نادراً ما تتوفر هذه البيانات في الأدبيات ومن ثم تستخدم المعلومات الأكثر محدودية الواردة في متوسط  $XPD$  المكيفة للتوهين CPA. ورغبة في تبسيط المشكلة يمكن النظر في العلاقة بين أزواج من قيم هذه المتغيرات "المتساوية الاحتمال"؛ ولحسن الحظ أن قيمة  $XPD$  المتساوية الاحتمال لا تختلف كثيراً عن المتوسط المشروط [Van de Kamp, 2001]. وهذا يجعل من الممكن مقارنة القيم التي يمكن الحصول عليها بحساب متوسط قيم  $XPD$  النظرية المذكورة أعلاه مع القيم المقاسة "المتساوية الاحتمال" الموجودة عادة في الأدبيات. ولهذا الغرض، ونظراً لأن معظم التغيرات على المدى القصير حول المتوسط  $XPD$  تعزى إلى التقلبات السريعة لزوايا الميل حول المحور الرأسي، يبدو من المبرر أن نفترض في الصيغ المذكورة أعلاه أن:

$$(56.9) \quad \langle \Phi \rangle = \Phi_0 = -\tau$$

$$(57.9) \quad \langle \theta \rangle = \theta_0 = 90^\circ - \beta$$

حيث  $\tau$  هي زاوية استقطاب الوصلة فيما يتعلق بالمحور الأفقي و  $\beta$  هي ارتفاع الوصلة.

ويمكن، من المعادلتين (38.9) و (20.9) استخراج قيمة التمييز  $XPD$  الناجم عن المطر،  $XPD_{rain}$ ؛ ولهذا الغرض يجري المزيد من التقريبات التالية:

$$(58.9) \quad \tanh\left(\frac{\Delta}{2}\right) \cong \frac{\Delta}{2} \quad (\text{تقريب حجة صغير})$$

$$(59.9) \quad |\Delta| \approx K \cdot CPA^\xi \quad (K \text{ و } \xi \text{ تعتمدان على المعلمات المادية، مثل التردد والارتفاع واتساع زوايا الميل ...})$$

$$(60.9) \quad \ln\left[1 + \frac{\Delta}{2} \cos(2\tau)\right] \approx CPA \cdot \cos(2\tau) \quad (\text{تقريب حجة شبه وحدة})$$

وهكذا:

$$(61.9) \quad XPD_{rain} = -20 \log\left[K \cdot CPA^\xi \cdot \sin(2\tau)\right] + \tilde{K} \cdot CPA \cdot \cos(2\tau)$$

حيث  $K$  و  $\bar{K}$  لا تتوقفان على التوهين بالاستقطاب المتقاطع (CPA) والزاوية  $\tau$ . ومن هذه المعادلة يمكن استخراج التعبير القياسي للتمييز  $XPD$  المواجه دائماً في التوصية ITU-R P.618:

$$(62.9) \quad XPD_{rain} = -V \log_{10} CPA + U(f) - C_{\tau} - C_{\beta} + C_{\sigma} + Z \cdot CPA$$

حيث:

$V$ : (قيمة دقيقة تبعاً للتردد - انظر أدناه)

$U$ : تأخذ في الحسبان التبعية الرئيسية للتردد

$C_{\tau}$ : تأخذ في الحسبان زاوية الاستقطاب  $\tau$

$C_{\beta}$ : تأخذ في الحسبان زاوية ارتفاع الوصلة  $\beta$

$C_{\sigma}$ : تأخذ في الحسبان تباعد محاور التوجه

$Z = 0$  في الاستقطاب الدائري بينما تأخذ في الحسبان زوايا الاستقطاب والارتفاع في الاستقطاب الخطي.

واستناداً إلى البيانات التجريبية المتوفرة في الأدبيات، تمت استبانة هذه المعلمات من قبل مختلف الباحثين وفي قطاع الاتصالات الراديوية ITU-R؛ وأحدثها عهداً واردة في الجدول 1.9.

### الجدول 1.9

معلمات للمعادلة 62.9 من أجل  $XPD_{rain}$  كدالة لتوهين الاستقطاب المتقاطع بسبب المطر

Z	$C_{\sigma}$	$C_{\beta}$	$C_{\tau}$	U	V	المصدر
0	$0.0053\sigma^2(p)$ (6)	$20\log(\cos^2\beta)$	$10\log[1-0484(1+\cos(4\tau))]$ (4), (5)	$60 \log f - 28.3$ for $6 \leq f < 9$ GHz $26 \log f + 4.1$ for $9 \leq f < 36$ GHz $35.9 \log f - 11.3$ $36 \leq f \leq 55$ GHz	$30.8f^{-0.216} \leq f < 9$ GHz $12.8f^{0.19}$ $9 \leq f < 20$ GHz 22.6 $20 \leq f < 40$ GHz $13.0f^{0.15}$ $40 \leq f < 55$ GHz	ITU-R (1)
0	$0.0052\sigma(p)$ (6)	$20\log(\cos^2\beta)$	$10\log[1-0484(1+\cos(4\tau))]$ (4), (5)	$26 \log f$	20	Cost 255 $f \geq 40$ (2)
$0.075 \cdot \cos^2\beta \cdot \cos(2\tau)$ (5)	8	$41\log(\cos\beta)$	$20\log(\sin 2\tau)$ (5)	$20 \log f$ for $f < 30$ $-7+25 \log f$ for $30 \leq f \leq 50$	16.9	Van de Kamp (3)

[Nowland *et al.*, 1977؛ ITU-R, 2009] (1)

[Cost 255, 2002]، الطريقة الوحيدة المقيّمة حتى 49,5 GHz (2)

[Van de Kamp, 2001]، المعلمات مستمدة عبر كامل مجموعة البيانات XPD-CPA المتاحة في الأدبيات المفتوحة حتى عام 2000 (3)

[Nowland *et al.*, 1977؛ Stutzman et Runyon, 1984؛ Chu, 1982؛ Dissanayake *et al.*, 1980]

(4) خلافاً للحد "الطبيعي"  $20\log(\sin 2\tau)$  هذا التعبير لا يتنبأ بأي استقطاب يعطي بشكل صارم انعدام زوال الاستقطاب، وهو تأثير مألوف لمتوسط زاوية ميل  $\Phi_0$  تقبل جزءاً متخيلاً، أي عدم وجود مستويات رئيسية.

(5) من أجل استقطاب دائري تستخدم  $\tau = 45^\circ$

(6) التعبير الوحيد التابع للاحتمال الذي يأخذ في الحسبان طابع الهواطل الفيزيائي الصغري:  $\sigma(0.01\%)=10^\circ$ ،  $\sigma(0.1\%)=5^\circ$ ،  $\sigma(1\%)=0^\circ$

ومن أجل النظر في زوال الاستقطاب الإضافي بسبب وجود جسيمات الجليد، تقترح طريقة القطاع ITU-R تقييم  $XPD_{ice}$  على النحو التالي:

$$(63.9) \quad XPD_{ice} = XPD_{rain} \cdot 0.5 \cdot [0.3 + 0.1 \log P]$$

حيث  $P$  هي الاحتمال (مقدراً بنسبة مئوية) ثم توليف الاستقطابين كما يلي:

$$(64.9) \quad XPD_{tot} = XPD_{rain} - XPD_{ice}$$

## المراجع

- AMAYA, C., [2000] Separation of rain and ice contributions to depolarization on slant path links, Proc. 5<sup>th</sup> International Symposium on Antennas, propagation and EM Theory – ISAPE2000, Beijing, China, pp 29-32, August 2000
- AMAYA, C and VANHOENACKER-D., [2000] Estimation of the effective ice content on earth-satellite paths from dual-polarisation measurements at Ka-band, IEE Proceedings on Microwaves, Antennas and Propagation, Vol.147, No.4, pp 315-319, August 2000
- ARESU A., MARTELLUCI A. and PARABONI A., [1993] Experimental assessment of rain anisotropy and canting angle in horizontal path at 30 GHz, IEEE Trans. on Antennas and Propagation, Vol. 41, No. 9, pp 1331-1335, Sept. 1993
- COST ACTION 255, [2002] Radiowave propagation modelling for SatCom services at Ku-band and above, Final Report, March 2002
- CAPSONI C., PARABONI A., FEDI F., MAGGIORI D., [1981] A model-oriented approach to measure rain induced crosspolarization, Annal. de Telecommunicat., Vol. 36, No. 1-2, Jan-Feb. 1981
- CHU T.S., [1982] A semi-empirical formula for microwave depolarization versus rain attenuation on Earth-space paths, IEEE Trans. Commun., COM-30(12), pp 2550-2554, 1982
- DINTELMANN F., [1994] Reference book on depolarisation, OPEX-ESA WPP-083, 1994
- DISSANAYAKE A.W, HAWORTH D.P. and WATSON P.A., [1980] Analytical models for cross-polarisation on Earth space radio paths for frequency range 9-30 GHz, Annal. de Telecommunicat., Vol. 35, No. 11-12, pp 398-404, 1980
- ITU-R, P 618-10, [2009] Propagation data and prediction methods required for the design of Earth-space telecommunication systems, 2009
- MAEKAWA Y., SOCK CHANG N. and MIYAZAKI A., [1993] Ice depolarizations on Ka band (20 GHz) satellite-to-ground path and correlation with radar observations, Radio Science, Vol. 28, No. 3, pp 249-259, May-June 1993
- MARTELLUCCI A., MAURI M. and PARABONI A., [1993] The physical basis of depolarization, Proceedings of Olympus Utilization Conference, (Sevilla, Spain), pp. 573-581, April 1993
- MARTELLUCCI A., and PARABONI A., [1998] Test and development of models of atmospheric crosspolar discrimination for satellite communication systems at Ka- and V-band, Proceed. of the First International Workshop on Radiowave Propagation Models for SatCom Services at Ku-band and Above, Estec, Noordwijk, The Netherlands, 28-29 Oct. 1998
- NOWLAND W.L., OLSEN R.L. and SHKAROFKY I.P., [1977] Theoretical relationship between rain depolarisation and attenuation, Electronics Letters, Vol. 13, No. 22, pp.676-678, Oct. 1977
- OGUCHI T., [1983] Electromagnetic wave propagation and scattering in rain and other hydrometeors, Proc. IEEE, Vol. 71, No. 9, pp. 1029-1078, Sept. 1983
- PARABONI A., MARTELLUCCI A. and POLONIO R., [1977] A probabilistic model of rain and ice depolarization based on experimental estimation of the atmospheric ice content, Proc. SBMO/IEEE International Microwave and Optoelectronics Conference, Natal, Brazil, pp. 707-712, Aug. 1997
- POIARES BAPTISTA J.P.V. (Editor), [1994] Reference book on radar, OPEX-ESA WPP-083, Nov. 1994
- RAY P. S., [1972] Broad Band Complex refractive index of ice and water, Applied Optics, Vol. 11, No. 8, 1972.

STUZMAN W.L. and RUNYON D.L. [1984] The relationship of rain-induced cross polarization discrimination to attenuation for 10 to 30 GHz Earth-space radio links, IEEE Trans. on Antennas and Propagation, AP-32(7), pp. 705-710, 1984

THURAI M., HUANG G., BRINGI V. and SCHONHUBER M., [2007] Calculations of XPD spread for 20 GHz fixed satellite systems using 2-D video disdrometer data, Proc. 2<sup>nd</sup> European Conference on Antennas and Propagation, on CD, Edinburgh, U.K., 11-16 Nov. 2007

VAN DE KAMP, M.M.J.L., SMITS E.J.M., HERBEN M.H.A.J. and BRUSSAARD G., [1994] Experimental verification of existing rain depolarization models, Archiv fuer elektronik und uebertragungstechnik, No.48(3), pp. 173-176, 1994

VAN DE KAMP, M.M.J.L., [2001] Depolarisation due to rain: the XPD-CPA relation, International Journal on Satellite Communication, Vol. 19, Issue 3, pp. 285-301, 2001

VAN DE KAMP, M.M.J.L., [2004] Separation of simultaneous rain and ice depolarisation, IEEE Trans. on Antennas and Propagation, Vol. 52, No. 2, pp. 513-523, 2004

## الفصل 10

### الملاح الإحصائية للنمذجة

#### 1.10 تغيرات العمليات في الغلاف الجوي

يتناول هذا الفصل التغيرات في أي كمية راديوية جوية متغيرة مع الزمن، وهو ذو أهمية خاصة لمصممي نظم الاتصالات حيث يتعين الوفاء بمعايير الأداء (الإحصائية) في "أي شهر" أو يراد تقييم المخاطر التي تتهدد تيسرية النظم فيما يتعلق بتغيرات ظواهر الانتشار (خاصة التوهين الناجم عن المطر) ما بين السنوات (أي من سنة لأخرى).

والكميات الراديوية الجوية هي نتيجة عمليات عشوائية تنطوي على تبعية للزمن معقدة، حيث تتفاوت مقاييس الزمن من الميلي ثانية إلى سنوات عديدة. والتبعية الموسمية الواضحة للعديد من هذه الكميات تعني أن العملية العشوائية ثابتة دورياً، وهذا يعني أنه خلال فترة رصد قصيرة نسبياً (شهر واحد أو سنة واحدة، مثلاً) قد ينحرف أداء وصلة راديوية مرصودة انحرافاً كبيراً عن متوسط الأداء على مدى سنوات عديدة. ولهذا السبب يعبر عن العديد من معايير الأداء التي وضعها القطاع ITU-R من حيث فترة "أسوأ شهر" المرجعية (التوصية ITU-R P.581). ويتناول العديد من طرائق التنبؤ بالانتشار أساساً، بشكل مباشر أو غير مباشر، إحصاءات فترة "أسوأ شهر".

وهناك بالإضافة إلى ذلك، بالنسبة للمصممين والمستخدمين على حد سواء، حاجة إلى طرائق تسمح بتقييم أداء الوصلات الراديوية على مدى فترات أقصر من الرصد. وينبغي أن تكون هذه الطرائق ذات طابع عام، ذلك لأن الأسئلة المطروحة قد تختلف من تطبيق لآخر.

ويقدم البند 2.1.10 طريقة عامة لتقييم التغيرات الطبيعي لمعلمة راديوية جوية نسبة إلى متوسطها الطويل الأجل لفترات الرصد التي هي مضاعفات شهر واحد (من قبيل: "أسوأ شهر"، ثاني "أسوأ شهر"، سنوياً).

ويقدم البند 1.1.10 تعاريف للعديد من الملمات المستخدمة في الفصل 10.

#### 1.1.10 تعاريف

##### إحصاءات

إن أبسط توصيف إحصائي لكمية راديوية جوية عشوائية، رمزها  $s$ ، هو توزيعها الاحتمالي  $p(s)$ :

$$p(s) = \text{الاحتمال } (s > \underline{s})$$

حيث:  $s$  تشير إلى قيمة عتبية

وتدعى  $p$  أحياناً التوزيع الطويل الأجل أو التوزيع لسنة متوسطة.

وعلى هذا النحو يكون توزيع احتمال "متوسط أسوأ شهر سنوياً"  $p_w$ :

$$p_w(s) = \text{الاحتمال } (s > \underline{s} \mid \text{في فترة أسوأ شهر})$$

ولا يؤخذ في الاعتبار هنا سوى مجموعة فرعية من أحداث الانتشار التي تحدث في فترة أسوأ شهر على النحو المعرف في التوصية ITU-R P.581.

### الفترة الزمنية للتجاوز (t.f.e)

ثمة توزيع أكثر عمومية من التوزيع الاحتمالي هو الفترة الزمنية للتجاوز (t.f.e) التي تتجاوز فيها الكمية العشوائية  $s$  بعض القيم العتبية  $s$  ضمن فترات رصد محددة بوضوح. وقد تكون هذه الفترة محدودة، شهر مايو 1972 مثلاً، أو غير محدودة، كل شهور مايو مثلاً. وفي الحالة الأخيرة، يمكن تفسير الفترة الزمنية للتجاوز بوصفها توزيع الاحتمالات.

### الفترة الزمنية الشهرية الافرادية للتجاوز، $X$

يؤدي اعتماد فترات الرصد، بوصفها فترات من كل الأشهر التقويمية من كل عام، إلى مجموعة غير محدودة من قيم الفترة الزمنية للتجاوز:

$$X_{jm}(s) = \text{الفترة الزمنية للتجاوز في شهر } m \text{ من سنة } j, \text{ من أجل القيمة العتبية المختارة } s$$

$$(m = 1, 2, \dots, 12, j = \dots, 1988, 1989, \dots).$$

ومن الناحية العملية، قد تتغير قيم  $X_{jm}$  كثيراً من شهر لآخر ومن سنة لأخرى. وفي الواقع، يمكن اعتبار  $X_{jm}(s)$  بأنها تعبير، في الشهر  $m$  من عام  $j$ ، عن الكمية العشوائية  $X(s)$  التي لها خصائص إحصائية محددة جيداً.

### الفترة الزمنية للتجاوز في أسوأ شهر سنوياً، $W$

تحدد الفترة الزمنية للتجاوز في أسوأ شهر سنوياً لكمية راديوية جوية عشوائية  $s$ ، في سنة  $j$ ، بالنسبة لقيمة عتبية معينة  $s$ ، على النحو التالي:

$$W_j(s) = \text{القدر الأقصى من } X_{jm}(s) \text{ من الأشهر الاثني عشر } (m = 1, 2, \dots, 12) \text{ في السنة } j.$$

ويمكن اعتبار  $W_j$  بوصفها التعبير، في السنة  $j$ ، عن الكمية العشوائية  $W$ .

**ملاحظة** - يحدد التعريف الوارد أعلاه [Crane and Debrunner 1978] [Brussaard and Watson, 1979] أيضاً فترة أسوأ شهر في كل سنة  $j$ ؛ وقد تكون هذه الفترة مختلفة بالنسبة لقيم عتبية  $s$  مختلفة.

### متوسط الفترة الزمنية للتجاوز في أسوأ شهر سنوياً، $p_w$

يعرف هذا ببساطة بأنه مجموع متوسط قيم الفترة الزمنية للتجاوز في أسوأ شهر سنوياً:

$$p_w(s) = \langle W(s) \rangle$$

ولأغراض عملية، يمكن مساواة  $p_w$  باحتمال أن تكون  $s > s$  ضمن فترة غير محددة لجميع أسوأ الشهور سنوياً.

### متوسط الفترة الزمنية للتجاوز سنوياً، $p$

يؤدي تحديد الفترات الزمنية على أنها سنوات إفرادية إلى المجموع غير المحدود لتعبيرات الفترة الزمنية للتجاوز سنوياً  $Y(s)$ . ويؤدي مجموع متوسط هذه الكمية العشوائية إلى متوسط الفترة الزمنية للتجاوز سنوياً  $\langle Y(s) \rangle$ . وفي الممارسة العملية، يساوي هذا التوزيع التوزيع الاحتمالي الأساسي  $p(s)$  المشار إليه في البند 2.1.10:

$$p(s) = \langle Y(s) \rangle$$

## 2.1.10 المفاهيم والنماذج

### النهج العام

في إطار النهج العام، لا يجري التنبؤ بأحوال الانقطاع ومستويات الأداء وما إلى ذلك في وصلة راديوية أثناء فترات زمنية متطرفة بناءً على كمية البيانات النادرة والمتعلقة عادة بأحداث نادرة، وإنما يجري استقراء هذه الأحوال من جملة بيانات الانتشار المتعلقة بفترات أقل تطرفاً وذلك باستخدام نماذج إحصائية عامة. مثال ذلك، عندما تتوفر البيانات لخمس سنوات تتحدد خصائص أسوأ شهر بتحليل كل البيانات الشهرية  $5 \times 12$  بدلاً من استخدام بيانات أسوأ خمسة أشهر سنوياً فقط.

ونقطة البداية للنهج العام هي دالة التوزيع التراكمي التكميلية (CCDF)،  $F$ ، التي تتألف من مجموعة تعبيرات الفترة الزمنية للتجاوز شهرياً  $X$ :

$$F(X) = \text{الاحتمال } (X > X)$$

ويمكن، انطلاقاً من دالة التوزيع التراكمي التكميلية هذه (انظر الملحق 1.A.10)، استخراج التوزيعات الإحصائية للفترة الزمنية للتجاوز بالنسبة لفترات مرجعية أخرى (هي مضاعفات صحيحة لمدة شهر) (من قبيل توزيع الفترة الزمنية للتجاوز سنوياً  $Y$  أو توزيع الفترة الزمنية للتجاوز لأسوأ شهر سنوياً  $W$ ) باستخدام طرائق إحصائية تجميعية.

### دالة التوزيع التراكمي التكميلية

بالنسبة لفئة كبيرة من الكميات الراديوية الجوية، تبين أن دالة التوزيع التراكمي التكميلية (CCDF)،  $F(X)$ ، هي دالة أسية شرطية:

$$(1.10) \quad F(X) = C_0 \exp(-X/C_1) \\ \{0 < C_0 < 1, X > 0\}$$

حيث تتبع المعلمتان  $C_0$  و  $C_1$  عادة السوية العتبية قيد النظر. واقترح هذا التوزيع أولاً [Crane and Debrunner, 1978]، وأكدته باستفاضة [Mawira, 1980] [COST 205, 1985a] [COST 205, 1985b] [Dellagiacomia and Tarducci, 1987] لسويات عتبية متعلقة باحتمالات طويلة الأجل لأقل من 1 في المائة. وبالنسبة لسويات عتبية متعلقة بقيم احتمالات طويلة الأجل لأكثر من 1 في المائة، فإن المطابقة مع البيانات غالباً ما تنتج قيم  $C_0$  أكبر من 1 [Fukuchi et al., 1985] [Poiars Baptista et al., 1989].

ولهذه الحالات يمكن توسيع النموذج الوارد أعلاه [Mawira, 1989] كما يلي:

$$(2.10) \quad F(X) = \exp(-(X - C_1 \ln(1/C_0))/C_1) \\ \{X > C_1 \ln(1/C_0), C_0 > 1\}$$

حيث  $X$  منمذجة بمثابة مجموع ثابت،  $C_1 \ln(1/C_0)$ ، وهي مكونة أسية موزعة عشوائياً متوسطها  $C_1$ .

ويصف الملحق 2.A.10 إجراءً لتقدير المعلمتين  $C_0$  و  $C_1$  من مجموعة الفترات الزمنية للتجاوز شهرياً المرصودة.

وبما أن متوسط الفترات الزمنية للتجاوز شهرياً  $\langle X \rangle$  هو تقريباً  $p$  للسنة الوسطية فيمكن استبدال المعلمة  $C_1$  في النموذج أعلاه بالقيمة  $p/C_0$  بحيث توفر العلاقة  $C_0(p)$ ، بالاقتران مع طرائق التنبؤ من أجل  $p$ ، توصيفاً كاملاً لدالة التوزيع التراكمي التكميلية  $F$ .

والتخلص من المعلمة العتبية أكثر من مجرد عملية تيسير رياضية محض، لأنه لوحظ أن العلاقة  $C_0(p)$  تتحدد أساساً بالعمليات الجوية الأساسية بينما لمعلمات الوصلة الراديوية المحددة أهمية ثانوية فقط [Mawira, 1980؛ Yon et al., 1984؛ COST 205 1985a؛ COST 205 1985b؛ Fukuchi et al., 1985]. ولذلك، وحالما يتم إنشاء هذه العلاقة لعملية معينة، يمكن استخدامها في تقديرات التغيرات لوصلات راديوية ذات معلمات مختلفة (من قبيل التردد وطول المسير وزاوية الارتفاع، وغيرها).

ومن دالات التوزيع التراكمي التكميلية الأخرى المقترحة التوزيع اللوغاريتمي العادي المشروط [Crane, 1991] وتوزيع غاما المزاح [Fukuchi and Watson, 1989] وللإطلاع على مناقشة مستفيضة لهذا الموضوع، انظر [Mawira, 1999].

### مجموعة الفترات الزمنية للتجاوز شهرياً

عندما تكون  $C_0$  أصغر من 1 يكون متوسط عدد أشهر السنة التي فيها قيم  $X$  أكبر من 0 كما يلي:

$$(3.10) \quad M_0 = 12 C_0$$

حيث  $M_0 > 12$  شهراً؛ وبالنسبة لنموذج موسع، حيث  $1 < C_0$  و  $M_0 = 12$ .

ولذلك يمكن، من الناحية النظرية، اعتبار أن المجموعة  $X$  تتكون من زميرتين متميزتين، تتكون الأولى منهما من  $M$ -12 شهراً في كل عام حيث  $X = 0$ ، وتتكون الثانية، التي قد تنتج  $X < 0$ ، من  $M$  أشهر نشطة سنوياً حيث  $M_0 > M \geq 12$ .

وضمن الزمرة الفرعية النشطة يعطى التوزيع  $X$  بالعلاقة:

$$(4.10) \quad F_M(X) = C_{0M} \exp(-X/C_1)$$

حيث

$$C_{0M} = C_0 12/M$$

$$\{0 < C_0 < 1; 0 < C_{0M} < 1\}$$

وبشكل عام، لا يمكن تحديد القيمة  $M$  على وجه الدقة من التوزيع الكلي  $F(X)$ ، ولكن للتطبيقات العملية، غالباً ما يكفي اتخاذ قيم  $M$  ما بين 12 و  $12C_0$  [Mawira, 1985].

## 2.10 إحصاءات أسوأ الأشهر

### 1.2.10 تعريف ITU-R

في معرض تصميم الوصلات الراديوية (مثل السواتل إلى الأرض، والموجات الصغيرة للأرض) لا بد من النظر في الآثار الراديوية الجوية الضارة. وهذه الآثار عشوائية في طبيعتها عموماً وتنطوي على اختلافات موسمية ووقوع أحداث نادرة ولكنها شديدة.

وليس بمقدور مواصفة الجودة المطلوبة من الخدمة التي تقوم فقط على أساس التوزيع الاحتمالي البسيط (التوزيع المرتبط بفترة مرجعية طويلة بلا حدود) أن تعكس سلوك الزمن المعقد. ومن أساليب التعامل مع هذه المشكلة هو استخدام إحصاءات مشروطة محددة لفترات مرجعية خاصة ذات أنشطة انتشار ذروية. وثمة نهج بديل وهو، إلى جانب متطلبات النظام، تحديد قدر مقبول من المجازفة بأن تتجاوز مواطن الضعف بسبب الآثار الراديوية الجوية الاشتراط المطلوب.

وفي الماضي، عرّف الاتحاد الدولي للاتصالات، جرياً على ممارسة قطاع تقييس الاتصالات (ITU-T) في صياغته التقليدية لمتطلبات الضوضاء، الفترة المرجعية بأنها "أي شهر" و "أي سنة". وهذا ينطوي على خطر يساوي الصفر ويتعارض مع أي من النهجين الواردين أعلاه، بل حتى مع أي تحليل إحصائي معقول.

وكان حل هذا اللغز، الذي اقترحه أولاً [Brussaard and Watson, 1979] واعتمده القطاع (التوصية ITU-R P.581)، هو تحديد "المتوسط السنوي لأسوأ شهر" باعتباره المكافئ الإحصائي للمصطلح غير المعرّف "أي شهر". أما مصطلح "أي سنة" فيقابل عادة "سنة متوسطة".

### 2.2.10 طريقة الحساب باستخدام $Q$

تنبأ معظم النماذج، بشكل عام، بالتوزيع الطويل الأجل  $p$  باستخدام البيانات الراديوية الجوية. ثم يتم حساب توزيع أسوأ شهر  $p_w$  بتحويل العامل  $Q$  الذي يعرّف بأنه نسبة متوسط الفترة الزمنية للتجاوز في أسوأ شهر في السنة إلى متوسط الفترة الزمنية للتجاوز سنوياً، وكلاهما يؤخذ في نفس السوية العتبية:

$$(5.10) \quad Q = p_w / p$$

وأظهرت دراسة العلاقة بين  $Q$  و  $p$  لمجموعة كبيرة متنوعة من آثار الانتشار أن شكل القانون الأسّي:

$$(6.10) \quad Q = Q_1 \times p^{-\beta}$$

$$\{1 < Q < 12\}$$

ينطبق على مدى الاحتمال  $(0,001\% < p < 3\%)$ ، [Segal, 1980]. وبالنسبة لقيم الاحتمال الأعلى  $(p > 3\%)$ ، يبدو أن ثابتاً بقيمة  $Q = Q_1 3^{-\beta}$  ينطبق حتى حوالي  $p = 30\%$ ، بينما يكون القانون الأسّي بالنسبة لاحتمال  $p > 30\%$  صالحاً لقيمة  $Q = 1$  في سوية 100% [Poiars Baptista et al., 1989].

وبالنسبة لبعض الاستعمالات، من الأفضل التعبير عن  $Q$  بوصفها دالة للاحتمال  $p_w$ :

$$(7.10) \quad Q = Q'_1 \times p_w^{-\beta}$$

حيث

$$\beta' = \beta/(1-\beta) \text{ و } Q_1' = Q_1^{1/(1-\beta)}$$

والصيغ المتعلقة بالعامل  $Q$  كدالة لاحتمال  $p$  وبالمعلمتين  $Q_1$  و  $\beta$  واردة في التوصية ITU-R P.841. ويدرج الجدول الأول في هذه التوصية قيم  $Q_1$  و  $\beta$  في أماكن مختلفة لعدد من آثار الانتشار. ويبين هذا الجدول بوضوح مختلف المناطق المناخية والتبعية في عملية الانتشار. مثال ذلك، بالنسبة لشمال غرب أوروبا، أن قيم  $Q$  في سوية  $p = 0,01$  في المائة لآثار المطر الأرضية وآثار المطر مائل المسير وآثار الجريان هي 5,5 و 6,5 و 7,9 على التوالي.

ولأغراض التخطيط العالمي في تطبيقات الإذاعة الساتلية قد يكون من الأفضل استخدام علاقة متوسط واحدة:

$$\beta = 0,13 \quad Q_1 = 2,85$$

أو بديلاً من ذلك:

$$\beta' = 0,15 \quad Q_1' = 3,3$$

ويمكن اعتبار هذه القيم العالمية لتمثيل منطقة مناخية مع بعض الاختلافات الموسمية الطفيفة إلى حد معقول.

وعند النظر في قيم  $Q$  المقيسة، من المهم أن نلاحظ أن الأمر يتطلب سنوات عديدة من البيانات للحصول على تنبؤات موثوقة. وانحراف الخطأ في  $Q$  من بيانات أربع سنوات يتراوح من 10 إلى 20 في المائة، في حين يبلغ انحراف الخطأ من بيانات رصد سنة واحدة حوالي 30 في المائة [Mawira, 1985]. ويشير تحليل قام به [Casiraghi and Paraboni, 1989] لبيانات توهين مسير مائل لمدة 176 سنة من حوالي 40 محطة في أوروبا الغربية [COST 205, 1985b] إلى أفضل قيمة توافق بمقدار  $Q_1 = 3,7$  و  $\beta=0,13$ ، وخطأ جذر متوسط تربيع بحوالي 22 في المائة. ويعزى خطأ جذر متوسط التربيع هذا إلى فترة رصد محدودة من حوالي أربع سنوات لكل موقع وإلى الاختلافات المناخية بين المحطات.

### 3.2.10 طريقة الحساب باستخدام $C_0$

يمكن اشتقاق العلاقة الدقيقة بين  $Q$  و  $C_0$  باستخدام النموذج الأسّي المشروط. وثمة تقريب جيد لهذه العلاقة:

$$(8.10) \quad Q = 12/(1 + 3 C_0) \\ \{0 < C_0 < 1\}$$

من أجل  $M = 12$ ؛ بينما يمكن الحصول على الغلاف الأعلى (من أجل  $M = 12 C_0$ ) بزيادة القيمة  $Q$  المذكورة أعلاه بمقدار  $(1 + 0,002/C_0)$ ، مع حد أعلى بمقدار 12 لقيمة  $Q$  الجديدة. ومن هذه المعادلة يمكن تقدير  $C_0$  من القيم  $Q$  المقيسة، مع أن من الأفضل تحديد  $C_0$  من كامل مجموعة  $X$  من خلال تحليل رجعي، كما هو موضح في الملحق 2.A10.

كما استخدم النموذج الأسّي المشروط لتحليل موثوقية تقدير  $Q$  مباشرة من عدد محدود من سنوات الرصد [Segal, 1980]. وتظهر النتائج أخطاءً بحوالي 30 في المائة لمدة سنة من الرصد، تنخفض إلى نسبة 10 إلى 20 في المائة لمدة أربع سنوات من الرصد. وفي [Dellagiacomma and Tarducci, 1987] تأكد تغير  $Q$  المستخرجة من فترات رصد محدودة كما هو متنبأ به من هذا النموذج وذلك في الاختبارات التي أجريت باستخدام قاعدة بيانات كبيرة لشدة هطول الأمطار (55 موقعاً، 10 سنوات من الرصد لكل منها).

ويمكن اعتبار العلاقة  $C_0(p)$  بأنها "واصف تغاير" مناخي أساسي. وبديلاً من ذلك يمكن اتخاذ العلاقة  $Q(p)$ ، حيث يكاد يكون هناك علاقة تطابق أحادية بين  $Q$  و  $C_0$  (العلاقة  $Q(p)$  متيسرة الآن أكثر من العلاقة  $C_0(p)$ ).

### 4.2.10 جوانب التغاير

قد يكون من المستحسن، في كثير من الأحيان، النظر في أحوال أكثر تطرفاً من تلك التي يمثلها المتوسط السنوي للفترة الزمنية للتجاوز لأسوأ شهر،  $W$ . ومن السيناريوهات المحتملة النظر في متوسط أسوأ شهر في عدد  $N$  من السنوات، على أساس  $N > 1$ . وبديلاً من ذلك يمكن النظر في التغاير  $W$ ؛ وهذه الطريقة مفضلة لأنها لا تحتاج إلى تعريف مختلف لأسوأ شهر.

ويمكن استخدام النموذج الأسّي المشروط، الوارد في البند 2.1.10، لتحديد التوزيع الاحتمالي  $W/p_w$  كدالة للقيمة  $C_0$  أو للقيمة  $Q$  [Mawira, 1989, 1999]. وترد النتائج في الشكل 1 في التوصية ITU-R P.678 حيث قيم الفترة الزمنية للتجاوز لأسوأ شهر سنوياً  $W$ ، مكيفة إلى  $p_w$ ، مبيّنة لمختلف المئينات وكدالة لقيمة  $Q$ . وكمثال على استخدام هذا الشكل: بالنسبة لسوية عتبية  $x$  وعلى أساس  $Q = 6$ ، يكون لقيم الفترة الزمنية للتجاوز لأسوأ شهر سنوياً  $W$  فترة زمنية للتجاوز أكبر بمقدار 1.7 من  $p_w$ . ولذلك، وحالما تعرف  $Q$  لسوية عتبية معينة، يمكن التنبؤ بالفترة الزمنية للتجاوز لأسوأ شهر سنوياً الأكثر تطرفاً باستخدام الشكل 1 في التوصية ITU-R P.678.

### 3.10 الإحصاءات السنوية

#### 1.3.10 نموذج Crane

##### 1.1.3.10 جوانب التغير

الفترة الزمنية للتجاوز سنوياً  $Y$  (انظر البند 1.1.10) هي متغير عشوائي يظهر التغير من سنة لأخرى الذي يمكن تكميته بواسطة معامل التغير فيه:

$$(9.10) \quad \Omega_y = \sigma_y / p$$

حيث  $\sigma_y$  هو الانحراف المعياري  $Y$ . ويتنبأ النموذج الأسّي المشروط بالعلاقة التالية [Mawira, 1980]:

$$(10.10) \quad \Omega_y = \sqrt{\frac{1}{6C_0} \frac{1}{M}}$$

$$\{0 < C_0 < 1\}$$

حيث تقابل الحدود العليا والدنيا للقيمة  $\Omega_y$  في هذه المعادلة  $M = 12$  و  $M = 12 C_0$ . وقد تأكدت صحة هذه المعادلة باستخدام بيانات مستفيضة عن توهين المسير المائل [COST 205, 1985b]. ويعطي التحليل المؤدي إلى المعادلة (10.10) أيضاً صيغة توزيع الاحتمال  $Y$ . وتعبّر هذه الصيغة، وهي مشتقة نظرياً من النموذج الأسّي المشروط، عن التوزيع الاحتمالي للقيمة  $Y$  كمجموع عدد من توزيعات غاما. كما تم اختبار توزيع غاما نفسه على نحو مرضٍ كنموذج لتوزيع  $Y$  من جانب [Fukuchi and Watson, 1989]. وتبين الحسابات العددية أن توزيع  $Y/p$  مشابه جداً لتوزيع  $W/p_w$  [Howell et al., 1983]. ونتيجة لذلك، يمكن أيضاً استخدام الشكل 1 في التوصية ITU-R P.678 لتوصيف تغير الفترة الزمنية للتجاوز سنوياً  $Y$ ، وذلك باستخدام التعديل التالي:

$$(11.10) \quad Y/p = W/p_w$$

$$\text{من أجل } Q > 6$$

$$(12.10) \quad Y/p = 1 + (1 - 0.12(6 - Q))(W/p_w - 1)$$

$$\text{من أجل } Q < 6$$

#### 2.1.3.10 الدقة واختبار النموذج

في معرض البحث في تغير التوزيعات الاحتمالية الراديوية الجوية، ثمة جانب آخر يتعين النظر فيه وهو الدقة في تقدير متوسط التوزيع (أو أي معلمة أخرى) المستخرج من مجموعة محدودة من الرصدات (المستقلة). وفي دراسة [Mawira, 1999] جرى تقصي دقة تقدير  $Q$  من عدد محدود من سنوات الرصد باستخدام النموذج الأسّي المشروط.

وتتوفر اختبارات قوية لتحليل تغير عينات مستقلة في عملية عشوائية ساكنة لها توزيع احتمالي معروف. وإذا كان التوزيع الاحتمالي معروفاً أو يفترض أنه عادي، فإنه يمكن بسهولة تطبيق الاختبارات الإحصائية باستخدام جداول قياسية. وفي حالات أخرى، قد يحتاج الأمر إلى تحويل البيانات المرصودة للحصول على دالة توزيع عادية.

وفي غياب نموذج مناسب، يمكن استخدام متوسط دالة التوزيع التراكمي (CDF) الطويل الأجل المحسوب من سلسلة من القياسات الطويلة الأجل كمرجع لاختبار مدى صحة سلسلة محدودة جديدة من القياسات. ولكن في معظم الحالات العملية المتعلقة بقياسات الانتشار لا تتوفر هذه السلسلة الطويلة. ويمكن التغلب على هذه المشكلة باستخدام نموذج تنبؤ لتقدير المتوسط الطويل الأجل للدالة CDF لكل مسير وموقع. ومن شأن استخدام نموذج لتقدير دالة التوزيع التراكمي المرجعية أن يزيد حتماً من مدى عدم اليقين في التقديرات بسبب أخطاء النمذجة.

وتشير رصدات التغيرات السنوي لدالات التوزيع التراكمي للتوهين الناجم عن المطر، في قيم احتمالية معينة في 11 موقعاً تغطي سبع مناطق ذات مناخ ممطر في أوروبا والولايات المتحدة الأمريكية، إلى أن المتغير

$$x = \ln(\text{القيمة المتنبأ بها/القيمة المقيسة})$$

موزع بشكل طبيعي. وعندما طُبق على توهين متجاوز بنسبة 0,01 في المائة من السنة، تم الحصول على قيمة 0,29 للانحراف المعياري [Crane, 1990]. وقدردت هذه القيمة بأنها تتألف من عنصرين هما: قيمة بمقدار 0,17 للتغيرات من موقع لآخر وقيمة بمقدار 0,23 للتغيرات من سنة لأخرى.

وحالما يتحدد التوزيع المرجعي للعينات، يمكن اختبار كل سلسلة إزاء فرضية اللوغاريتم العادي. ثم هناك اختبار للانحرافات الكبيرة أو القيم المتطرفة يعتمد على فشل الفرضية بأن الانحراف الملحوظ بين التوزيع المرجعي وتوزيع العينات المرتبة يتسق مع الانحراف المنمذج.

وعلى النقيض من ذلك، يمكن استخدام المتغير اللوغاريتمي  $x$  لاختبار أداء نماذج التنبؤ إزاء دالات التوزيع التراكمي المرصودة للتوهين. وهذا هو الأساس لتعريف متغير الاختبار في التوصية ITU-R P.311. وقد تم اختيار طريقة التنبؤ بالتوهين الناجم عن المطر في التوصية ITU-R P.618 لأنها تعطي الانحراف بأقل المربعات (اللوغاريتمية) بين طريقة التنبؤ والبيانات المقيسة في مصرف بيانات لجنة الدراسات 3 في القطاع ITU-R.

### 2.3.10 إحصاءات التغير من سنة لأخرى في معدل هطول المطر والتوهين الناجم عنه

يتناول الملحق 2 في التوصية ITU-R P.678 إحصاءات التنبؤ بالتغير من سنة لأخرى في معدل هطول المطر والتوهين الناجم عنه [Jeannin et al., 2013] [Boulanger et al., 2013]. ويحسب هذا النهج تغير احتمال أن يتجاوز التوهين الناجم عن المطر (أو معدل هطول المطر) قيمة معينة.

ويفترض هذا النموذج أن إحصاءات التقلبات من سنة لأخرى في التوهين الناجم عن المطر (أو معدل هطول المطر) تتبع توزيعاً عادياً مقارباً حول احتمال حدوث التجاوز على المدى الطويل،  $p$ ، مع تباين سنوي يتكون من تباين التقدير والتباين المناخي من سنة لأخرى.

ويستند تقدير التباين إلى دالة الترابط في عملية Bernoulli الأساسية وهي دالة احتمال التجاوز.

والتباين المناخي من سنة لأخرى هو التباين السنوي لاحتمال التوهين الناجم عن المطر أو معدل هطول المطر حوالي احتمال التوهين الناجم عن المطر أو هطول المطر على المدى الطويل. وفي هذه الحالة، يعتبر الاحتمال السنوي متغيراً عشوائياً مع تباين في المتوسط على المدى الطويل ومن سنة لأخرى.

ويفترض أن التقلبات المناخية من سنة لأخرى تعزى إلى التغير في المعدل السنوي لهطول المطر أو التوهين الناجم عنه،  $p_o^y$ ، ويوحي هذا الافتراض بأن دالة التوزيع التراكمي التكميلية (CCDF) المشروطة  $P(A > A^* | A > 0)$  للتوهين الناجم عن المطر أو  $P(R > R^* | R > 0)$  عن معدل هطول المطر ثابتة من سنة لأخرى [Rosenfeld et al., 1990] [Kedem et al., 1990] [Elthir and Bras, 1993] [Sauvageot, 1994] [Xie and Arkin, 1996] [Nzeukou and Sauvageot, 2002]. وعلى وجه الخصوص، وبالنسبة لمعدل هطول المطر، يترتب على ذلك أن كمية المطر السنوي  $M_T [mm]$  تعطى بالعلاقة:

$$M_T = P_o^y \times \bar{R} \times T \quad (17.10)$$

حيث  $\bar{R} = E[R > R^* | R > 0]$  هو متوسط معدل هطول المطر المشروط (أي عند هطول المطر) و  $T [h]$  هي فترة التكامل (أي سنة واحدة). وأخيراً، يعطى التغير المناخي من سنة لأخرى بالعلاقة:

$$\sigma_c^2 = \left( \frac{\sqrt{\text{var}(M_T)}}{E[M_T]} \cdot p \right)^2 \quad (18.10)$$

حيث الحد  $\sqrt{\frac{\text{var}(M_T)}{E[M_T]}}$  معروف بأنه النسبة المناخية،  $\tau_c$ ، وهو يتبع الموقع. ويحتوي الملحق 2 في التوصية ITU-R P.678 على خرائط رقمية لقيم  $\tau_c$ .

#### 4.10 مفهوم المخاطرة والموثوقية

يحدد الاتحاد الدولي للاتصالات في الوقت الحاضر أهداف الأداء/التييسرية للشبكات الراديوية باستخدام متوسط التوزيعات التراكمية (مثل متوسط السنة ومتوسط أسوأ شهر). ولئن كانت هذه الطريقة مفيدة جداً في الماضي لمخططي الشبكات الراديوية، فإن التغيرات في بيئة سوق الاتصالات تستدعي الحاجة إلى طائفة أوسع من مفاهيم جودة الخدمة. ومن الناحية المثالية، يجب أن يكون مصمم النظام قادراً على المفاضلة بين تكلفة الشبكة الجديدة المتوخاة، من جهة، ورضا مستخدمي هذه الشبكة، من جهة أخرى. وأهداف الأداء/التييسرية الراهنة لدى الاتحاد الدولي للاتصالات لا تساعد المصمم في إجراء هذا التحليل. وبصفة عامة، يمكن القول إنه عندما يكون هناك تفاعل اقتصادي دينامي بين المستخدمين ومقدمي الخدمات، فإن الأمر يحتاج إلى اتباع نهج أكثر تطوراً لإزاء أهداف الأداء/التييسرية. وفي معرض البحث عن هذه النهج الجديدة، من المنطق إيلاء الاهتمام للمفاهيم الأكثر شيوعاً في هندسة الموثوقية، مثل المخاطر وفترة العودة ومتوسط الزمن قبل العطل. ومع ذلك، يجب دائماً مراعاة الخصائص المحددة لبيئات الانتشار الراديوي (مثل السكونية الدورية للانتشار المتعلق بالطقس). وعلاوة على ذلك، ونظراً لأن تجارب الانتشار الجديدة باهظة، من المستحسن التمكن من استخلاص المعلومات عن المفاهيم الجديدة من البيانات المتاحة وذلك بطريقة موثوقة.

#### 1.4.10 تحليل المخاطر

##### 1.1.4.10 النهج الأول

تكون المعلمة ذات الصلة في هذا النهج، بالنسبة لنظام ما يلي أهدافاً على المدى الطويل، هي "خطر" أن يعمل بصورة غير مرضية بالنسبة لمجموعة فرعية من المستخدمين أثناء فترة معينة (أقصر) من الزمن.

ويمكن التعبير عن مدى "الخطر" بأنه جزء من المستخدمين تتوفر لهم درجة أدنى من الخدمة مما يمكن أن يُتوقع إسمياً. وهناك طريقة أخرى للتعبير عن مدى "الخطر" بأنه احتمال أن تتوفر لفرد ما ضمن فترة زمنية أقصر درجة أدنى من الخدمة مما يوفره النظام في المتوسط. وهذا ينطوي على تحليل للتغير حيث يتعين استكمال البيانات عن عدم التيسرية المتوقعة ببيانات عن تغير عدم التيسرية. ويمكن بسهولة استخدام نماذج الفترات الشهرية لتحديد مئينات الخطر، لفترة مرجعية شهرية، أو فترات العودة لسويات عتبية ثابتة.

ويقدم الشكل 1 في التوصية ITU-R P.678 المعلومات اللازمة لتقييم المخاطر المرتبطة بقيم الفترة الزمنية للتجاوز (t.f.e.) لأسوأ شهر. ويسمح تطبيق المعادلتين (11.10) و (12.10) أعلاه بهذا التقييم لقيم الفترة الزمنية للتجاوز السنوية.

وبالنسبة لفترات مرجعية أخرى، هناك حاجة لتحليلات جديدة، مما يتطلب توليد دالات التوزيع التراكمي التكميلية لحدوث أحوال الخبو أو التداخل لتلك الفترة المرجعية.

ويعطي الملحق 3.A.10 مثالين لتوضيح الإجراء لحساب هامش الانقطاع والخبو المصاحب لفترات خطر ما أو لفترات ثقة ما.

ويمكن استخدام الإجراء نفسه لتقييم الخطر/الثقة المرتبطة بهامش خبو إضافي أو بمواصفة انقطاع (أعلى) مخفف.

### 2.1.4.10 تقدير الخطر المرتبط بهامش الانتشار

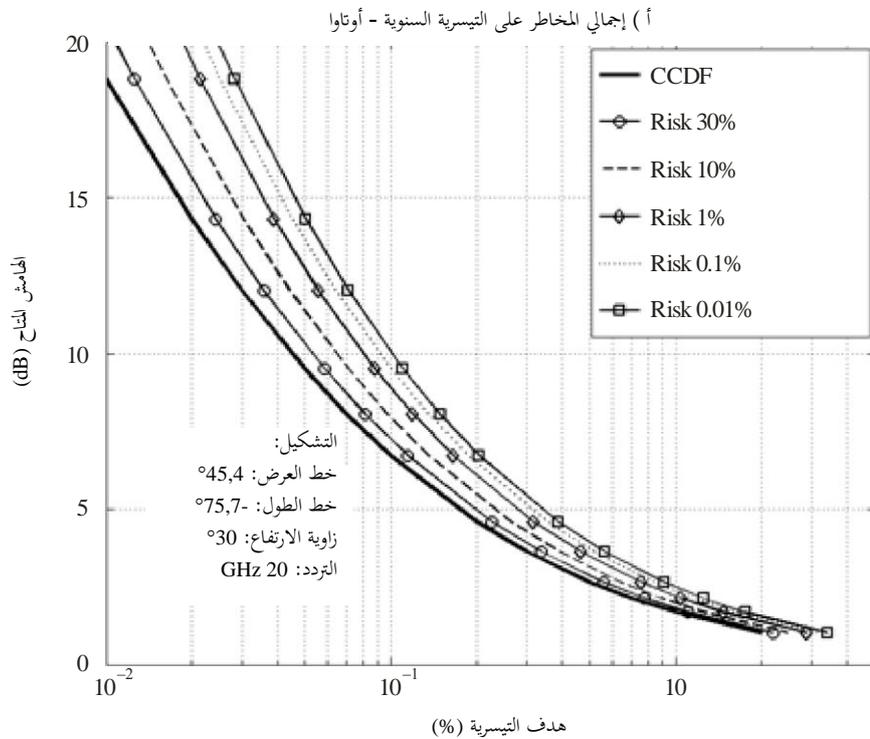
بافتراض توهين ناجم عن المطر،  $A$ ، يبلغ احتمال تجاوزه،  $p$ ، يقدم الملحق 3 في التوصية ITU-R P.678 طريقة لتقدير الاحتمال السنوي لتجاوز قيمة  $p_R$ .

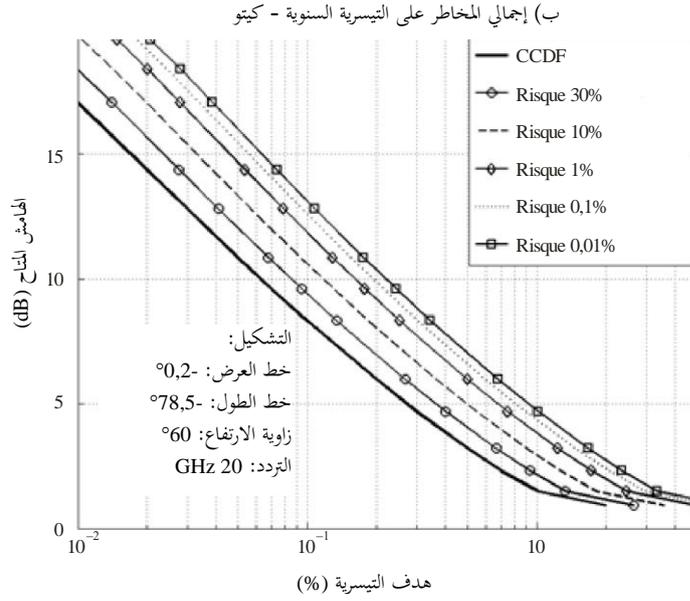
ويمكن أن يكون نهج التقدير هذا مفيداً للغاية لمصممي النظم ومشغلي السواتل، وخاصة عندما تُفرض غرامات مالية في حالة عدم الوفاء بهدف التيسرية السنوي.

ويظهر في الشكل 1.10 مثالان لاحتمال الخطر بالنسبة لوصلتين راديويتين في تردد 20 GHz بين محطتين على الأرض إحداهما في أوتاوا (كندا) والأخرى في كيتو (إكوادور). وقد تم التنبؤ بدالات التوزيع التراكمي التكميلية في التوصية ITU-R P.618 ويفترض أن يكون الخطأ 0 في دالة التوزيع التراكمي التكميلية المنتبأ به ( $\sigma_M^2$  في الخطوة 5 في الملحق 2 في التوصية ITU-R P.678).

الشكل 1.10

الخطر  $R$  في التيسرية السنوية لوصلتين راديويتين في تردد 20 GHz أوتاوا (كندا) (a) وكيتو (إكوادور) (b)





Radio-Meteo. 10-01

بالنسبة لتشكيل أوتوا،

- بدءاً من هامش متيسر قدره 6,7 dB،
- تيسرية بنسبة 99,9% مضمونة مع خطر  $\mathfrak{R} = 50\%$  (تنبؤ أولي)،
- تيسرية بنسبة 99,83% مضمونة مع خطر  $\mathfrak{R} = 1\%$ ،
- تيسرية بنسبة 99,80% مضمونة مع خطر  $\mathfrak{R} = 0,01\%$ .
- وبالعكس، لضمان تيسرية سنوية مستهدفة بنسبة 99,9%،
- مع خطر  $\mathfrak{R} = 50\%$  يلزم هامش قدره 6,7 dB (تصميم أولي)،
- مع خطر  $\mathfrak{R} = 1\%$ ، يلزم هامش قدره 8,9 dB،
- مع خطر  $\mathfrak{R} = 0,01\%$ ، يلزم هامش قدره 10,1 dB.

بالنسبة لتشكيل كيتو،

- بدءاً من هامش متيسر قدره 8,3 dB،
- تيسرية بنسبة 99,9% مضمونة مع خطر  $\mathfrak{R} = 50\%$  (تنبؤ أولي)،
- تيسرية بنسبة 99,75% مضمونة مع خطر  $\mathfrak{R} = 1\%$ ،
- تيسرية بنسبة 99,66% مضمونة مع خطر  $\mathfrak{R} = 0,01\%$ .
- وبالعكس، لضمان تيسرية سنوية مستهدفة بنسبة 99,9%،
- مع خطر  $\mathfrak{R} = 50\%$ ، يلزم هامش قدره 8,3 dB (تصميم أولي)،
- مع خطر  $\mathfrak{R} = 1\%$ ، يلزم هامش قدره 11,9 dB،
- مع خطر  $\mathfrak{R} = 0,01\%$ ، يلزم هامش قدره 13,1 dB.

### 2.4.10 فترة العودة

تعرف فترة العودة بأنها متوسط الفترة الزمنية بين حدوث انقطاعين أو خللين متتاليين في النظام. وهي، رياضياً، معكوس احتمال الانقطاع مضروباً بوحدة زمن الاعتيان.

وتعني فترة عودة قدرها  $N$  سنوات أن هناك متوسط "خطر" (احتمال حدوث) سنوي قدره  $1/N$  بأن القيمة قيد النظر قد تم تجاوزها.

وتعطي قيمة الخطر، بأن قيمة لها فترة عودة بمقدار  $N$  سنوات (متوسط احتمال الحدوث السنوي  $1/N$ ) تم تجاوزها مرة واحدة على الأقل في فترة معينة  $M$  من السنوات، بالعلاقة:

$$P_{N,M} = 1 - (1 - 1/N)^M \quad (22.10)$$

وهذا هو أساساً تحديد دالة التوزيع لأسوأ سنة، على غرار تقييم "أسوأ شهر" [Brussaard and Watson, 1979].

ومفهوم فترة العودة لا يعطي معلومات إضافية إلى جانب التوزيع الاحتمالي. ومع ذلك، يمكن باستخدام هذا المفهوم تقريب أهداف الأداء/الانقطاع من تجربة المستعملين.

### 3.4.10 متوسط الزمن قبل العطل

هنا يقاس الأداء بمقدار الفترة الزمنية بين حدوث عطلين متلاحقين في خدمة معينة. ومن الواضح أن من الضروري إيلاء الكثير من الاهتمام إلى ما يشكل العطل. ويمكن تعريف العديد من أساليب العطل (من عطل طفيف إلى كارثة)، وفيها تؤخذ في الاعتبار أيضاً أحداث الانقطاع. ولتطبيق هذا المفهوم يجب أن تتوفر المعرفة المفصلة عن بنية الزمن وظواهر الانتشار. ولذا يجب تعزيز إحصاءات فترة الخبو باستخدام نموذج عملية إحصائية (مثل نموذج Markov لفترات الخبو أو الفترات من خبو لآخر). ومن المفاهيم ذات الصلة: معدل الخطر، وشدة الانقطاع.

### 4.4.10 اعتبارات أخرى

في مجال نُظْم البث الراديوي والإذاعي المتنقلة، يعبر عن أهداف الأداء عادة بالنسب المئوية للتغطية والتيسرية التي يجب الوفاء بها عند حافة خلية أو منطقة تغطية. وهناك غموض في هذا التعريف فيما يتعلق بحافة الخلية ومقدار عنصر المساحة الذي يتعين استخدامه. ويظهر الخلايا الصغيرة يمكن التساؤل عن استمرار فائدة هذا المفهوم. وبالنسبة لمساحات صغيرة من هذا القبيل، فإن من الصعب تقييم المخاطر المرتبطة بعدم توفر التغطية المناسبة من وجهة نظر النمذجة الإحصائية. وهناك جانب آخر لم يُطرق بعد وهو يتصل بالآثار الزمنية الموضوعية (التي يتعين تمييزها عن الآثار شبه الزمنية بسبب حركة المستعملين). وقد تُغير آثار الجريان خصائص الانتشار حول مساحة كبيرة، مما يؤدي إلى التداخل وفقدان القدرة. ولئن كانت النسبة المئوية لجريان شديد أقل من 1 في المائة، فإنها قد تؤدي إلى انحطاط في جودة الاتصالات لكثير من المستعملين.

### 5.4.10 العلاقة بالخدمات

(1) بالنسبة للخدمات الراديوية الثابتة (الأرضية والساتلية) في الشبكات الرقمية المتكاملة (ISDN)، يبدو أن الوصف الإحصائي لآثار الانتشار، من حيث متوسط التوزيعات مثل توزيعات "المتوسط السنوي" و"المتوسط السنوي لأسوأ شهر"، كافياً في الوقت الحاضر.

(2) بالنسبة للخدمات الأكثر تخصصاً (مثل خدمات الترحيل التلفزيوني والإذاعة، والمؤتمرات الفيديوية، وخدمات المطاريف ذات الفتحة الصغيرة جداً (VSAT))، فإن الحاجة هي توفير جودة الخدمة المطلوبة، ضمن فترة زمنية معينة، بدرجة عالية من احتمال النجاح. إذ يمكن مثلاً تحديد عدم التيسر بأن يكون أقل من قيمة معينة متفق عليها تعاقدياً. وفي هذه الحالة يجب على المتعاقد (مقدم الخدمة) أن يقيم خطر عدم تقديم الخدمة المطلوبة مقابل التكلفة. وهذا ينطوي على تحليل التغيرات حيث يتعين استكمال البيانات عن عدم التيسر المتوقع ببيانات عن تغير عدم التيسر.

(3) قد يحتاج الأمر أيضاً إلى إحصاءات وبيانات عن متوسط التغيرات إزاء فترة زمنية مرجعية أخرى غير الشهر أو السنة. وتكون الإحصاءات المفصلة جداً، مثل إحصاءات فترات الخبو والفترات ما بين خبو وآخر، مفيدة لتقدير زمن استعادة الخدمة بعد فقدان التزامن وزمن الانتظار المتوقع بالنسبة لمشارك في مؤتمر فيديوي قُطع اتصاله لحظة بسبب خبو شديد. ويحتاج الأمر إلى هذا التقدير، مثلاً، إذا كان يتعين إعطاء المستعمل خيار إعادة جدولة تقديم الخدمة في وقت لاحق. وفي هذه الحالة الأخيرة هناك حاجة لتحليل الخطر المصاحب وذلك لتحديد التعريفات المناسبة لهذه الخدمة.

#### 6.4.10 خطر حدوث الانقطاعات

إن احتمال حدوث انقطاع لمدة معينة هو معلمة يمكن استخدامها لتقييم خطر الانقطاع المرتبط بمواصفة جودة معينة. وفي السياق الموصوف أعلاه، فإن من المثير للاهتمام بشكل خاص حدوث انقطاع لمدة طويلة.

ويتسم حدوث قيم متطرفة في كثير من الحالات بتوزيع أسّي. وفي جامعة آيندهوفن للتكنولوجيا (EUT)، أجري تحليل للقيم المتطرفة لفترات خبو لوحظت في استقبال منار Olympus في تردد 20 GHz في المحطة الأرضية الساتلية في الجامعة المذكورة. واستخدمت لهذا التحليل مجموعة بيانات لأحداث الخبو لسويات عتبية مختلفة وبادراج وقت البدء ووقت الانتهاء لكل حدث.

وتمخض هذا التحليل [Brussaard, 1995] عن نموذج أسّي مشروط لحدوث الخبو لفترات طويلة. وبموجب هذا النموذج، تتوزع فترات الخبو لأكثر من 60 ثانية، الناجمة عن المطر بالحمل الحراري (5 dB وما فوق لوصلة 20 GHz في جامعة آيندهوفن للتكنولوجيا)، توزعاً أسياً. وهذا يفضي إلى نموذج بسيط للغاية لتقييم المخاطر لشروط الخبو العميق. فإذا كان مجموع التجاوز في سوية العتبة موضع الاهتمام هو  $X_0$  وكان يعزى جزء قدره  $F_0$  من هذا التجاوز لأحوال خبو لأكثر من 60 ثانية، عندئذ يحتسب العدد الإجمالي لأحداث الخبو من المعادلة:

$$N_0 = F_0 X_0 / C_1$$

حيث  $C_1$  هي متوسط الفترة للتوزيع الأسّي المشروط

$$P(X_0 \geq x) = \exp(- (x - 60)/C_1) \text{ for all } x > 60$$

وقد تم التوصل إلى قيمتي  $F_0 = 0,90$  و  $C_1 = 425$  ثانية لأحوال الخبو  $< 5$  dB في تردد 20 GHz.

وإذا كانت دالة التوزيع التراكمي (CDF) للتوهين معروفة، فإن النموذج CE يسمح بتقييم بسيط جداً لمعلومات الخطر، من قبيل:

- عدد أحداث الخبو حيث يتم تجاوز سوية عتبة محددة من أجل فترة زمنية محددة؛

- خطر التعرض لتعطيل النظام لفترة محددة.

#### 5.10 استنتاجات

يوفر استخدام دالة التوزيع التراكمي التكميلية (CCDF)  $F$  للفترة الزمنية للتجاوز الشهري مرونة كبيرة للتنبؤ والتحليل في مجال تغير الفترة الزمنية للتجاوز في مختلف الظروف المتطرفة. ويمكن نمذجة  $F$  بشكل ملائم بمثابة أس مشروط، بحيث يمكن اعتبار العلاقة  $C_0(p)$  بأنها البيانات "المناخية" الأساسية المطلوبة للتنبؤ بالتغيرات النسبي لمختلف الإحصاءات المتطرفة حول الإحصاءات المتوسطة.

وفي الوقت الحاضر، يبدو أن مفهوم "الخطر" هو أنسب المفاهيم لتوسيع معايير الأداء/التيسرية الحالية لدى الاتحاد الدولي للاتصالات. ولا يتطلب مفهوم "الخطر" هذا أي تغييرات في بنية أهداف الأداء، وإنما يزود مصمم الشبكة بأداة أخرى لتصميم الشبكة الراديوية. وكمثال على ذلك، تم توضيح فائدة تقدير التغيرات من سنة لأخرى لإحصاءات التوهين الناجم عن المطر من خلال المبادئ التوجيهية لتصميم نظم الاتصالات الساتلية عالية التردد في المستقبل. وعلاوة على ذلك، وطالما أن فترة الرصد المختارة ليست أقصر من شهر، فلا حاجة للحصول على كميات كبيرة جداً من بيانات الانتشار الجديدة، ذلك لأن النماذج السليمة لتغيرات التوزيعات الشهرية متاحة بالفعل. وبالنسبة لفترة زمنية أقصر يحتاج الأمر إلى إعادة تحليل البيانات الموجودة.

ويوفر النموذج الأسّي المشروط أيضاً معلومات أساسية لتقييم معلومات الخطر في مواصفات الانقطاع.

## الملحق 1.A.10

## إحصاءات الرتبة والترتيب

يشير مصطلح "إحصاءات الرتبة والترتيب" إلى الطريقة التي يتم بها تقدير توزيع الاحتمال التراكمي لمتغير عشوائي انطلاقاً من البيانات المرصودة. وترد خوارزمية هذه الطريقة في الخطوتين 1 و 2 في الملحق 2.A.10. وفي هذه الطريقة يحدد لكل عينة بيانات قيمة احتمال. ولا حاجة لاستخدام "أحواز الأصناف" لتحديد دالة التوزيع التراكمية.

وحسب [Gumbel, 1958] فإن أكبر قيمة ترتيبها  $m$ ،  $X_m$ ، لعدد  $N$  مستقل من رصدات متغير عشوائي  $X$  ينبغي أن تعطى قيمة الاحتمال (التراكمي):

$$p_m = \langle F(X_m) \rangle$$

حيث يدل الرمز  $\langle \dots \rangle$  على مجموع المتوسط ويدل  $F()$  على توزيع الاحتمال للقيمة  $X$ . ويبدو هذا للوهلة الأولى بمثابة تكرار لا داعي له لأن التوزيع  $F()$  غير معروف؛ والقصد من القياسات هو بالضبط تحديد التوزيع  $F()$ . ومع ذلك، يظهر التحليل النظري لدى [Gumbel, 1958] أن:

$$\langle F(X_m) \rangle = m/(N + 1)$$

ولذلك فإن الاحتمال  $p_m$  مستقل عن التوزيع  $F()$ .

ويبين [Gumbel, 1958] أيضاً أن  $F(X_m)$ ، "المتغير المختزل"، له توزيع 'بيتا'.

## الملحق 2.A.10

تحديد  $C_0$  و  $C_1$  من البيانات المقيسة

الخطوة 1: ترتيب العدد  $N$  من الفترات الزمنية للتجاوز شهرياً المرصودة بحيث:

$$X_1 > X_2 > \dots > X_N$$

الخطوة 2: تخصص لكل  $X_i$  قيمة الاحتمال  $p_i$ :

$$(23.10) \quad p_i = i/(N + 1)$$

$$\{i = 1, 2, \dots, N\}$$

الخطوة 3: تحدد  $L$  من:

$$(24.10) \quad \sum_{i=L}^{i=N} X_i = 0,05 \sum_{i=1}^{i=N} X_i$$

الخطوة 4: تحدد  $C_0$  و  $C_1$  بالتراجع بناءً على البيانات  $(X_i, \ln(p_i))$ ،  $i = 1, \dots, L$ ، بافتراض الشكل الخطي:

$$(25.10) \quad n(p) = \ln(C_0) - X / C_1$$

## الملحق 3.A.10

## تقدير المخاطر

أمثلة لحساب الانقطاع وهامش الخبو المرتبطين  
بالخطر أو الثقة

## (أ) حساب الانقطاع

- النسبة  $Q$  المرتبطة بالفترة الزمنية للتجاوز (t.f.e.) سنوياً بمقدار 0,01% للمسيرات ساتل-أرض في شمال غرب أوروبا واردة في التوصية ITU-R P.841 بأنها  $Q = 6,5$ .
- تُظهر التوصية ITU-R P.678، من أجل  $Q = 6,5$ ، أن فترة زمنية للتجاوز (t.f.e.) لأسوأ شهر بمقدار 1,8 ضعف المتوسط تتعرض لمتوسط احتمال تجاوزها بمقدار 10% (فترة العودة عشر سنوات).
- ولذلك، وعند سوية خطر بنسبة 10%، يكون انقطاع أسوأ شهر  $1,8 \times 6,5 \times 0,01 = 0,117$ % لعتبة ما (هامش وصلة) أي يتم تجاوزها، في المتوسط، لنسبة 0,01% من الزمن.

## (ب) حساب هامش الخبو

- لنفترض توفر الاشتراط التالي: مستوى ثقة 95 في المائة، وفترة زمنية للتجاوز (t.f.e.) لأسوأ شهر (انقطاع) بنسبة 0,1 في المائة لا يجوز تجاوزها في وصلة ساتلية في اليابان. علينا الآن استخدام إجراء تكراري:
- (1) وضع تقدير مبدئي للمعلمة معايرة، 2 مثلاً.
  - (2) بالنسبة لمتوسط فترة زمنية للتجاوز (t.f.e.) لأسوأ شهر بمقدار  $0,1/2 = 0,05$ % في اليابان ( $Q = 4$ ;  $\beta = 0,13$ ) يكون العامل  $Q$  هو 7,7 (التوصية ITU-R P.841).
  - (3) بالنسبة للعامل  $Q = 7,7$ ، تكون المعلمة المعايرة المرتبطة بسوية الثقة 95% (فترة العودة 20 سنة) هي 2,6 (التوصية ITU-R P.678).
  - (4) تكرر الخطوتان 2 و3 لتأكيد أن النتيجة تتقارب إلى قيمة 2,6.
  - (5) متوسط الفترة الزمنية للتجاوز (t.f.e.) سنوياً (انقطاع) الذي يتعين النظر فيه هو  $1/2,6/7,7 = 0,005$ %.
  - (6) يستنتج الهامش المطلوب الآن من التنبؤ العام بالخبو (التوصية ITU-R P.618).

## المراجع

- BOULANGER, X., JEANNIN, N., FERAL, L., CASTANET, L. LACOSTE and CARVALHO, F [2013] Inter-Annual Variability, Risk and Confidence Intervals Associated with Propagation Statistics. Part II: Parameterization and Applications, submitted to International Journal of Satellite Communications and Networking, under review.
- BRUSSAARD, G. and WATSON, P.A. [1979] Annual and annual-worst-month statistics of fading on Earth-satellite paths at 11.5 GHz. *Electronic Letters*, Volume 14, 9, pp. 278-280.
- BRUSSAARD, G. [1995] Extreme-value analysis of outage durations due to rain in satellite communication systems, URSI Comm. F Open Symposium, Ahmedabad, India.
- CASIRAGHI, E. and PARABONI, A. [1989] Assessment of CCIR worst-month prediction method for rain attenuation. *Electronic Letters*, Volume 25, 1.
- CRANE, R.K. and DEBRUNNER, W.E. [1978] Worst-month statistics. *Electronic Letters*, Volume 14, 2, pp. 38-40.
- CRANE, R.K. [1990] Rain attenuation measurements: variability and data quality, *Radio Science*, Vol. 25, No. 4, pp. 455-473.
- CRANE, R.K. [1991] Worst-month: A new approach, *Radio Science*, 26, 4, pp. 801-820.
- COST 205, [1985a] Influence of the atmosphere on Earth-satellite radio propagation at frequencies above 10 GHz; precipitation studies - Report EUR 9923 EN, also in *Alta Frequenza*, Volume 54, 3, pp. 116-132.
- COST 205, [1985b] Influence of the atmosphere on Earth-satellite radio propagation at frequencies above 10 GHz; rain attenuation statistics - Report EUR 9923 EN, also in *Alta Frequenza*, Volume 54, 3, pp. 182-193.
- DELLAGIACOMA, G. and TARDUCCI, D. [1987] A different approach to worst-month rain statistics: Theory and experimental results, *Radio Science*, Volume 22, 2, pp. 266-274.
- ELTHIR, E. A. B. and BRAS, R. L. [1993], Estimation of the fractional coverage of rainfall in climate models, *Journal of Climate*, vol. 6, no. 4, pp. 639-656.
- FUKUCHI, H., KOZU, T., and TSUCHIYA, S. [1985] Worst-month statistics of attenuation and XPD on Earth-space path, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, Volume AP-33, pp. 390-396.
- FUKUCHI, H. and WATSON, P.A. [1989] Statistical stability of cumulative distributions of rainfall rate in the UK, *Proc. IEE*, Volume 136, Pt. H., No. 2, pp. 105-109.
- GUMBEL, E.J. [1958] *Statistics of extremes*, Columbia Univ. Press.
- HOWELL, R.G., THIRLWELL, J. and EMERSON, D.J. [1983] 11/14 GHz depolarization measurements along the OTS slant-path at Martlesham Heath, England, *IEE Conf. Publ.*, 219, part 2, pp. 121-126, IEE Third International Conference on Antenna and Propagation (ICAP 83) University of East Anglia, Norwich, United Kingdom.
- JEANNIN, N., BOULANGER, X., FERAL, L., CASTANET and L. LACOSTE [2013] Inter-Annual Variability, Risk and Confidence Intervals Associated with Propagation Statistics. Part I: Theory of Estimation, submitted to International Journal of Satellite Communications and Networking, under review.
- KEDEM, B., CHIU, L. S. and NORTH, G. R. [1990], Estimation of mean rain rate: Application to satellite observations, *J. Geophys. Res.*, 95(D2), 1965-1972, doi:10.1029/JD095iD02p01965.
- MAWIRA, A. [1980] Statistics of rain rates, some worst-month considerations, *Ann. des Telecomm.*, Volume 35, 11-12, pp. 423-428.

- MAWIRA, A. [1985] Variability of worst-month quotient Q, *Electronic Letters*, Volume 21, pp. 1073-1074.
- MAWIRA, A. [1989] Prediction of the yearly and worst-month time fraction of excess using the conditional exponential model, Report 789/RNL/89, PTT research - Neher Labs.
- MAWIRA, A [1999] Variability of Monthly Time Fraction of Excess of Atmospheric Propagation Parameters, PhD thesis, Eindhoven University of Technology, ISBN 90-72125-65-7
- NZEUKOU, A. and SAUVAGEOT, H. [2002], "Distribution of rainfall parameters near the coasts of France and Senegal", *Journal of Applied Meteorology*, vol. 41, no. 1, pp. 69–82.
- POIARES BAPTISTA, J.P.V., KUBISTA, E., WITTERNIGG, N. and RANDEU, W.L. [1989] Worst-month statistics for high outage probabilities, IEE Conf. Publ. No. 301, part 2, pp. 10-13, ICAP 89, Univ. of Warwick, Coventry, United Kingdom.
- ROSENFELD, D., ATLAS, D., and SHORT, D. A. [1990] The estimation of convective rainfall by area integrals: 2. The Height-Area Rainfall Threshold (HART) method, *J. Geophys. Res.*, 95(D3), 2161–2176, doi:10.1029/JD095iD03p02161.
- SAUVAGEOT, H. [1994], The probability density function of rain rate and the estimation of rainfall by area integrals, *Journal of Applied Meteorology*, vol. 33, no. 11, pp. 1255–1262.
- SEGAL, B. [1980] The estimation of worst-month precipitation attenuation probabilities in microwave system design, *Ann. des Telecomm.*, Volume 35, 11-12, pp. 429-433.
- XIE, P. and ARKIN, P. A. [1996], Analyses of Global Monthly Precipitation Using Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Predictions, *J. Climate*, 9, 840–858, doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<0840:AOGMPU>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<0840:AOGMPU>2.0.CO;2)
- YON, K.M., STUTZMAN, W.L. and BOSTIAN, C.W. [1984] Worst-month rain attenuation and XPD statistics for satellite paths at 12 GHz, *Electronic Letters*, Volume 20, pp. 646-647.
-



ISBN 978-92-61-14456-2 SAP id



طبع في سويسرا  
جنيف، 2015

إصدار الصور: ©Shutterstock

الاتحاد الدولي للاتصالات  
شعبة المبيعات والتسويق

Place des Nations  
CH-1211 Geneva 20  
Switzerland

Fax: +41 22 730 5194

Tel.: +41 22 730 6141

E-mail: sales@itu.int

Web: www.itu.int/publications